Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge)

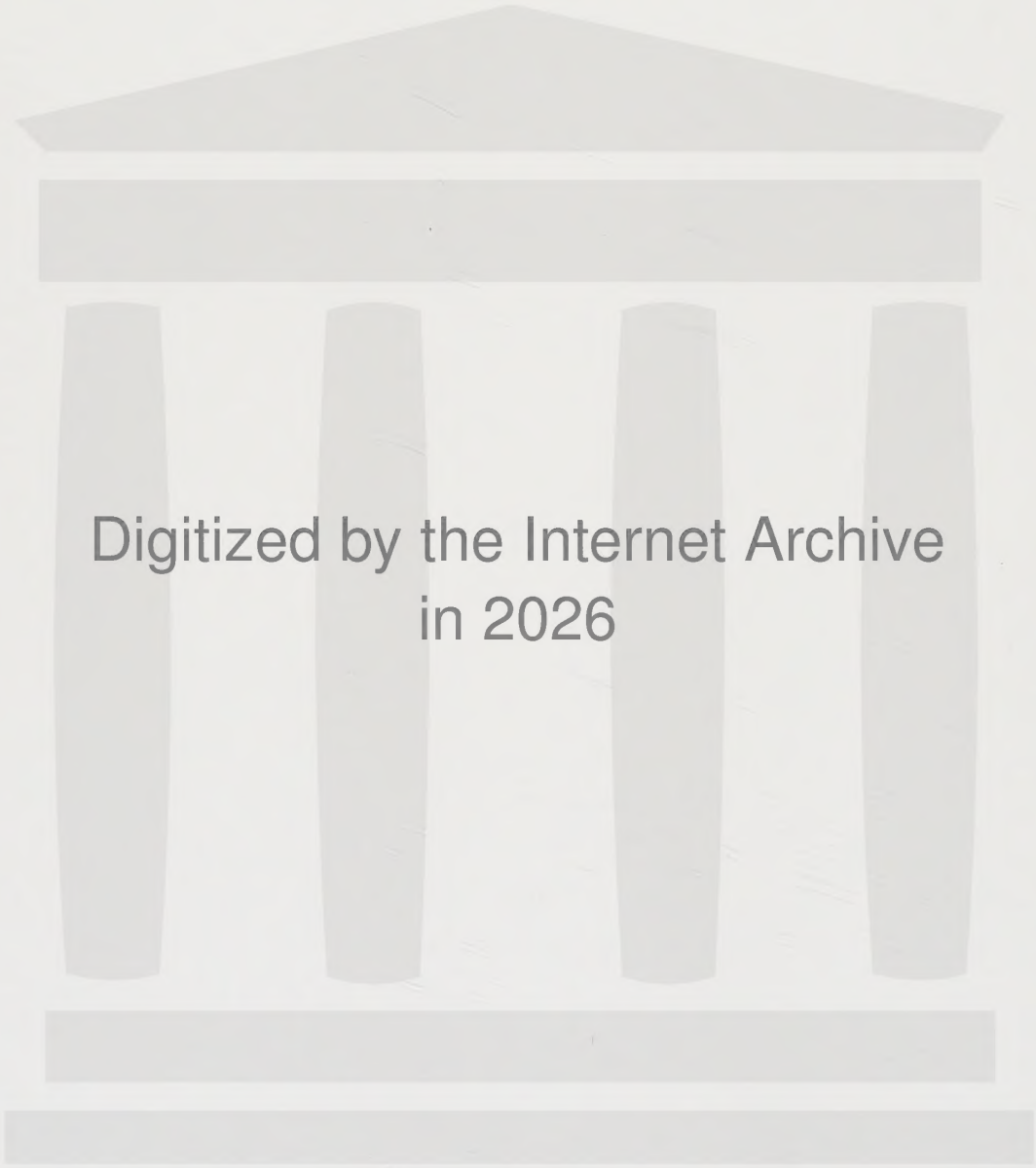
INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Doktorwürde
im Fachbereich 24, Geowissenschaften,
der Freien Universität Berlin

(26 Photos, 28 Figuren, 11 Profile, 5 Tabellen, 2 Karten)

Vorgelegt von Hans-Georg Molle aus Varel

1970


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548902_0020

Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri ⟨Tibesti-Gebirge⟩

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Doktorwürde
im Fachbereich 24, Geowissenschaften,
der Freien Universität Berlin

(26 Photos, 28 Figuren, 11 Profile, 5 Tabellen, 2 Karten)

Vorgelegt von Hans-Georg Molle aus Varel

Gutachter:

Professor Dr. J. Hövermann

Professor Dr. H. Hagedorn

Tag der mündlichen Prüfung: 22. 6. 1970

Tag der Promotion: 22. 6. 1970

D 188

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Zugleich Heft 13 der Berliner Geographischen Abhandlungen.
Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin, 1971.

INHALT

Vorwort 7

Zusammenfassung 9

Summary 9

Résumé 10

A. Einleitung 11

1. Lage des Arbeitsgebietes 11

2. Arbeitsmethoden 11

3. Geologie des Arbeitsgebietes 11

B. Die Gliederung der Terrassenakkumulationen und ihre Stellung zu benachbarten Reliefelementen 13

1. Aufbau und Gliederung der Akkumulationen 13

2. Sandschwemmebenen 15

3. Hänge 16

C. Analysen zur relativen zeitlichen Abfolge der Terrassenakkumulationen

1. Kalkanalysen 18

2. Morphometrische Schotteranalysen 19

a) Darstellung in Säulendiagrammen 19

b) Darstellung in Mittelwerten und Streuungsbändern 22

3. Vergleichende morphoskopische Zurundungsanalysen von Sandkörnern 25

D. Analysen zum Aufbau der verschiedenen Terrassenakkumulationen 27

1. Siebanalysen 27

2. Analysen zur Materialzusammensetzung 33

3. Die Schneckenhorizonte der Mittelterrassenakkumulation 35

E. Ergebnisse 36

Karten-, Luftbilder- und Literaturverzeichnis 38

Tabelle 1 40

Tabelle 2 41

Tabelle 3 42

Tabelle 4 42

Tabelle 5 43

Legende zu den Figuren, Profilen; Abkürzungsverzeichnis 44

Karte des E. Zoumri mit Nebenflüssen 44

Bilder 1—26 45

Anhang: Verzeichnis der bisher erschienenen Aufsätze (A), Mitteilungen (M) und Monographien (Mo) aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti 54

Karte der Terrassen des E. Zoumri Kartentasche

LEBENSLAUF

Am 24. 2. 1942 wurde ich als Sohn des Studienrats Georg Molle und seiner Ehefrau Margarete Molle, geb. Repsilber, in Gollnow, Pommern, geboren. Von 1945 bis 1950 wohnten wir in der Wesermarsch in Tossens. Im Juni 1950 zogen wir nach Varel in Oldenburg um. Von Ostern 1948 bis Juni 1950 besuchte ich die Dorfschule in Tossens, nach unserem Umzug für weitere zwei Jahre die Knabenschule in Varel. Ostern 1952 bestand ich die Aufnahmeprüfung an der Oberschule in Varel und erhielt im März 1961 das Zeugnis der Reife. Vom Sommersemester 1961 bis zum Wintersemester 1963/64 studierte ich an der Freien Universität Berlin Geographie, Geologie, Botanik und Russisch. Nach der Diplom-Vorprüfung im Wintersemester 1963/64 wechselte ich im Sommersemester 1964 an die Albert-Ludwig-Universität in Freiburg über. Im Wintersemester 1964/65 nahm ich mein Studium an der Freien Universität Berlin wieder auf. Nach einem Forschungsaufenthalt im Wintersemester 1965/66 in Bardai (Tibesti-Gebirge, Republik Tschad) war ich vom März 1967 bis zum Juli 1969 als wiss. Hilfsassistent am II. Geographischen Institut der Freien Universität beschäftigt. Im Februar 1968 bestand ich die Diplomprüfung in Geographie und ging für ein weiteres halbes Jahr, von März bis August 1968, auf die Forschungsstation des Geomorphologischen Laboratoriums in Bardai. Seit Juli 1969 bin ich wiss. Ass. und seit Dezember 1970 Ass.-Prof. am II. Geographischen Institut der Freien Universität Berlin.

Hans-Georg Molle

VORWORT

Für die wissenschaftliche Beratung sowohl bei den Geländearbeiten östlich von Bardai als auch bei der Auswertung des Untersuchungsmaterials in Berlin bin ich Herrn Professor Dr. J. Hövermann zu Dank verpflichtet. Die Zusammenarbeit und Diskussion mit den Mitgliedern der Gruppen im Winterhalbjahr 1965/66 und im Sommerhalbjahr 1968 in Bardai und des II. Geographischen Institutes in Berlin förderten die Arbeit wesentlich. Herr Dr. P. Ergenzinger stellte mir freundlicherweise das Probenmaterial für die Siebanalysen zur Verfügung. Für die 14-C-Analysen bin ich Herrn Dr. M. A. Geyh vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover, für die Bestimmung der Molluskenarten Herrn Professor Dr. S. H. Jaeckel, für die kritische Durchsicht der Arbeit Herrn Professor Dr. H. Hagedorn, für die Beratung bei der Darstellung der Diagramme und Profile Herrn Dr. G. Schulz und für die mühevolle Arbeit der Korrektur meinem Vater, Oberstudienrat G. Molle, dankbar. Die Übersetzungen der Zusammenfassung fertigten freundlicherweise Herr D. Busche und Herr E. Briem an.

ZUSAMMENFASSUNG

Aus dem Gebiet des Enneri Zoumri auf der Nordabdachung des Tibesti-Gebirges werden außer verschiedenen älteren drei jüngere Terrassen, eine Ober-, Mittel- und Niederterrasse, beschrieben. An mehreren Aufschlüssen sind Diskordanzen zwischen den Akkumulationen der Ober- und Mittelterrasse zu erkennen. Andere Autoren betrachten beide Terrassenakkumulationen als einen Körper ununterbrochener Sedimentation. Auf diese Akkumulationen sind fossile Pedimente eingestellt. In den Beckenbereichen des Enneri Zoumri sind Sandschwemmebenen verbreitet, die in Verbindung zum rezenten Flußnetz stehen.

Eine Reihe von Zurundungsanalysen an Basaltschottern und Quarzkörnern zeigt, daß sich die verschiedenen Akkumulationen in Bezug auf die Zurundung des in ihnen enthaltenen Materials unterscheiden lassen. Die Zurundung nimmt von den älteren untersuchten Akkumulationen zur Niederterrassen- bzw. zu den oberen Horizonten der Mittelterrassenakkumulation zu und erst zu den Sedimenten im rezenten Flußbett wieder ab. Die Schotter in den Deckschichten der Ober- und Mittelterrassenakkumulation sind stärker zugerundet als die Schotter in den Sedimentkörpern selbst. Die errechneten Differenzen in der Zurundung der Basaltschotter und Quarzkörner aus den verschiedenen Akkumulationen sind statistisch signifikant.

Die Ablagerungen des rezenten Flußbetts und die Mittelterrassenakkumulation setzen sich an den untersuchten Aufschlüssen aus Sedimentationszyklen mit einer Korngrößensortierung von grob nach fein zusammen. Die Länge der Sedimentationszyklen beträgt bei der Mittelterrassenakkumulation 110 cm und bei der Akkumulation im rezenten Flußbett 20 cm bis 30 cm. Die Deckschichten der Mittel- und Oberterrassensedimente zeigen dagegen eine Zunahme der Korngröße zur Akkumulationsoberfläche. Die Sedimentationszyklen der Mittelterrassenakkumulation, die über längere Zeit andauernde Abkommen des Enneri Zoumri belegen und die Feinmaterialphasen, Schneckenhorizonte und Kalkkrusten enthalten, weisen auf ein im Vergleich zu heute relativ feuchtes Klima. Die festgestellten Sedimentationszyklen stehen in enger Beziehung zu der Verteilung von Kalkanreicherungshorizonten und zur Materialzusammensetzung in den untersuchten Akkumulationen. Das spezifisch leichtere Material wird in den Schlußphasen der Sedimentationszyklen bevorzugt abgelagert. Die Kalkanreicherungshorizonte liegen jeweils zwischen den Sedimentationszyklen der Mittelterrassenakkumulation. Der Aufbau der Mittelterrassenakkumulation erfolgte nach den vorliegenden 14-C-Daten ungefähr zwischen 7000 und 14000 Jahren b. p.

SUMMARY

The author describes a system of terraces from the Enneri Zoumri drainage basin on the north slope of the Tibesti Mountains. Disregarding several isolated remnants of older terraces it consists of an upper, a middle, and a lower terrace.

In several cuts a distinct unconformity was recognized between accumulations of the upper and middle terrace. Other authors regard both terraces as one body of continuous sedimentation. Fossil pediments grade into these accumulations. Where the Enneri Zoumri passes through wide basins, there are gently inclined sand plains (Sandschwemmebenen) merging with the present river bed.

Analyses determining the degrees of roundness of basaltic pebbles and quartz grains show that the various accumulations can be separated by means of differing roundness indexes of their material.

The pebbles are increasingly better rounded going from the older accumulations to the lower terrace, respectively the upper layers of the middle terrace. Pebbles of the present river bed are less well rounded.

Pebbles from the top of the upper and middle terraces are better rounded than those from the lower layers of their respective bodies.

The differences found between the degrees of roundness of basaltic pebbles and quartz grains from the various accumulations are statistically significant.

The bodies of the middle terrace and of the present river bed display sedimentation cycles with grain size changing from coarse to fine within each cycle. One cycle in the middle terrace extends over an average accumulation of 110 cm, and of only 20 to 30 cm in the present river bed.
In contrast the highest layers of the middle and upper terrace show an increase of grain size towards the top.

The cycles of sedimentation of the middle terrace, which indicate more continuous flows of the river than today, together with layers of very fine material, Gastropodes beds and calcrete layers all suggest a climate more humid than today.
The sedimentation cycles are closely related to the distribution of calcified layers and to the changes of material composition in the accumulation bodies studied. Material of lesser specific weight is predominantly deposited during the final phase of a sedimentation cycle. The layers with higher $CaCO_3$ content are found on top of most sedimentation cycles of the middle terrace accumulation. According to 14-C-datings the middle terrace accumulated between 14 000 and 7000 years b. p.

RESUME

De la région de l'Enneri Zoumri au nord du Tibesti l'auteur décrit hors des terrasses differentes plus vieilles, trois terrasses plus jeunes, une supérieure, une moyenne et une terrasse inférieure. A plusieurs affleurements on peut reconnaître des discordances entre la terrasse supérieure et moyenne. Autres auteurs regardent les deux terrasses comme une série de sédimentation continuelle. Des pédiments fossils sont accordés sur cettes accumulations. Dans le bassin de l'Enneri Zoumri des pleines de sable (Sandschwemmebenen) sont étendues, qui sont en relation avec les cours d'eau récents.

Une série d'analyses d'arrondissement aux basaltes et grains de quartz montre, qu'il y a une différentiation claire dans les accumulations diverses par rapport à l'arrondissement. L'arrondissement augmente de l'accumulation plus vieille à la terrasse inférieure et aux horizons supérieurs de la terrasse moyenne et diminue aux sédiments du lit du cours d'eau récent. Les cailloutis dans les strates de dessus de l'accumulation de la terrasse supérieure et moyenne sont arrondies mieux que les cailloutis dans le sédiment lui-même. Les différences calculées en relation avec les dates de l'arrondissement des basaltes et grains de quartz des sédiments sont statistiquement significantes.

Les sédiments du lit récent du fleuve et la terrasse moyenne se composent de cycles de sédimentation avec un assortiment de grandeur de grains de gros à fin. Un cycle de sédimentation à la terrasse moyenne comprend 110 cm et à l'accumulation récente 20 jusqu'aux 30 cm. Les horizons supérieures de la terrasse supérieure et moyenne montrent un agrandissement de grains en direction de la surface des accumulations. Les cycles sédimentaires de la terrasse moyenne, qui justifient un coulement continué de l'Enneri Zoumri et qui contiennent des phases du matériel fin, des horizons de coquilles de limaçons et des croûtes calcaires, indiquent un climat relativ plus humide qu'aujourd'hui. Les cycles sédimentaires sont en relation avec la distribution des horizons calcaires et avec la composition du matériel dans les accumulations. Le matériel spécifiquement plus léger est déposé préférement dans la phase finale des cycles sédimentaires. Les horizons calcaires sont situés entre les cycles sédimentaires de la terrasse moyenne. La sédimentation de la terrasse moyenne s'est suivie d'après les dates C^{14} à peu près entre 7000 et 14000 ans b. p.

A. EINLEITUNG

1. Lage des Arbeitsgebietes

Im Winterhalbjahr 1965/66 und im Sommerhalbjahr 1968 hatte ich die Möglichkeit, die Terrassen und Akkumulationen des Enneri Zoumri und seiner Nebenflüsse im Tibesti-Gebirge zu untersuchen. Der Zoumri liegt auf der Nordabdachung des Gebirges und bildet den oberen Abschnitt eines Tales, das sich unterhalb von Bardai als Enneri Bardagué fortsetzt. Der Zoumri durchläuft zwischen Kamai und Bardai eine Strecke von ungefähr 80 km. Er sammelt die langen, vom Tarso Voon herabkommenden Nebenflüsse wie das E. von Ouanofo, E. Mossa, E. Mousoui, E. Tabiriou, E. Serdé und E. Douguéi und die kürzeren Nebenflüsse vom Tarso Toon und Tarso Ourari im Osten und Norden. Zu ihnen gehört z. B. der E. Tjèboro (vgl. die Karte der Terrassen des E. Zoumri). Das Ursprungsgebiet des Zoumri zwischen dem Tarso Voon und Tarso Toon hat eine Höhenlage von 2000 bis 3000 m über NN. Nach einer Laufstrecke in Nordrichtung wendet sich der Zoumri von Kamai ab nach Nordwesten bis in das Gebiet von Oré, um nach einer kurzen Laufstrecke in nordnordwestlicher Richtung nach Westen umzubiegen. Diese Richtung behält er bis Bardai in einer absoluten Höhe von 1020 m bei. Nach einer langen Strecke in Nordwest- und dann in Nordrichtung läuft er als E. Arayé im Bereich seiner Endpfannen aus. Die Nordabdachung des Tibesti wird durch den Tarso Ourari unterbrochen; er bildet die Wasserscheide zum E. Yebigué und E. Aozou.

Charakteristisch für das Flußgebiet des Zoumri ist der häufige Wechsel von Engtalstrecken und beckenartigen Erweiterungen. Von Osten nach Westen folgen aufeinander (vgl. die Karte der Terrassen): eine enge Talstrecke oberhalb von Kamai über Ouanofo bis vor Aderké, eine Flußerweiterung zwischen Aderké und Oré, eine Sandsteinschlucht, ein Gebiet mit Sandsteinsäulen, eine Erweiterung östlich von Osouni, eine Engtalstrecke bei Osouni, eine Erweiterung bei Oskoi und Tjèboro, eine Engtalstrecke bei Zoui und schließlich eine weite Öffnung zum Becken von Bardai. In den Erweiterungen der Flußebene gibt es zahlreiche Sandschwemmebenen und Terrassen-Akkumulationen, in den engeren Talstrecken bilden sie nur schmale Gürtel oder sie fehlen ganz.

2. Arbeitsmethoden

Um die verschiedenen Terrassen-Akkumulationen in ihrer Verbreitung, ihrer relativen Chronologie und ihrem Aufbau zu erfassen, wurde eine Reihe unterschiedlicher Methoden angewandt. Die Terrassen wurden auf der Grundlage von Luftbildern 1 : 50 000 im Gelände kartiert (Karte der Terrassen des E. Zoumri). An zahlreichen Aufschlüssen wurde das Material der Akkumulationen untersucht und die relative Höhe der Terrassen über dem rezenten Niedrigwasserbett bestimmt. Erst aus der Untersuchung der relativen Höhenlage zusammen mit der Untersuchung des Materials, aus dem sich die Akkumulationen aufbauen, können sich Möglichkeiten ergeben, verschiedene Terrassenstücke miteinander in Beziehung zu setzen. Bei der Parallelisierung einzelner Terrassenstücke in gleicher Höhe über dem Niedrigwasserbett läßt sich nur auf die Gleichzeitigkeit der einzelnen Flächen, jedoch nicht auf die gleichzeitige Bildung der darunterliegenden Sedimente schließen: die gleiche Terrasse kann über verschieden alten Sedimenten liegen. Bei der Kartierung zeigte sich jedoch, daß im Gebiet des Zoumri Terrassen in bestimmter Höhenlage auch ganz bestimmte Akkumulationen zuzuordnen sind; daher werden diejenigen Terrassen als Akkumulationsterrassen bezeichnet, die sich über den für sie als typisch erkannten, d. h. vor der Bildung der Terrassenflächen abgelagerten Sedimenten erstrecken; diejenigen Terrassen aber als Erosionsterrassen, die im Niveau der betreffenden Terrasse mit einer Schotterlage auf erodierten Gesteinen oder Sedimenten entwickelt sind. Es besteht eine Beziehung der Erosions- zu den entsprechenden Akkumulationsterrassen: die abschließenden Schotterlagen der Akkumulationsterrassen lassen sich mit den Schotterdecken auf den erodierten Gesteinen in Beziehung setzen (vgl. Abschnitt B 1.).

Neben der Kartierung der Terrassen wurden die verschiedenen Akkumulationen im Querprofil aufgenommen und einzelne, die frühere Darstellung (H.-G. MOLLE, 1969) ergänzende Beobachtungen zum Aufbau der Akkumulationen, zu ihrer relativen Chronologie und ihren Beziehungen zu Sandschwemmebenen und Hängen gemacht. Es wird versucht, die aus den Beobachtungen und Messungen im Felde gewonnene relative zeitliche Gliederung der Akkumulationen und Terrassen mit den Ergebnissen aus einer Anzahl von Schotteranalysen zu vergleichen und Veränderungen der Schotterform und -zurundung in der horizontalen und vertikalen Ausdehnung verschiedener Akkumulationen darzustellen. Die Zusammensetzung der Akkumulationen und die Bedingungen ihrer Sedimentation werden unter Zuhilfenahme von Sieb- und Kornformanalysen behandelt; der aus den Analysen gewonnenen Gliederung einzelner Akkumulationen lassen sich andere Phänomene, wie z. B. die Vorkommen von Schneckenschalen und Kalkkrusten, zuordnen.

3. Geologie des Arbeitsgebietes

Die Akkumulationen setzen sich aus den verschiedensten Gesteinen der Umgebung des E. Zoumri und seiner Nebenflüsse zusammen (Karte der Terrassen des E. Zoumri). Die Flußebene des Zoumri liegt zwischen dem Bereich westlich von Oré und Bardai im Sandstein (Ph. WACRENIER, 1958); sein Gebiet hat die Form eines schmalen Rechtecks in Ost-West-Erstreckung und wird im Norden, Süden und Osten von Vulkaniten begrenzt.

Das älteste im Gebiet des Zoumri vorkommende Gestein ist ein graugrüner, gefalteter Schiefer am E. Douguéi.

Die Schiefervorkommen gehören zum „Tibestien Supérieur" (Ph. WACRENIER, 1958), das in größeren Flächen westlich und nördlich von Bardai verbreitet ist und noch in das Präkambrium gestellt wird. Die Gesteinszusammensetzung der Akkumulationskörper wird nur in der Nähe dieser lokal verbreiteten Vorkommen vom Schiefer bestimmt; im übrigen Gebiet herrschen in den Akkumulationen Sandstein und vulkanisches Material vor.

Der Sandstein liegt nahezu horizontal. Sein geringes Einfallen nach Nordwesten fördert die Wasserführung in dieser Richtung und hat zur Entstehung einer ganzen Reihe von Oasen im Zoumrigebiet beigetragen. Der Bardai-Sandstein ist hellbraun, kann aber auch rötliche und gelbliche Töne annehmen. Die unterste Lage einzelner Terrassenakkumulationen paßt sich im Farbton häufig der Farbe des unterlagernden Sandsteins an. Er ist feinkörnig oder konglomeratisch ausgebildet und meist kreuzgeschichtet. In der Nähe der Sandsteinhänge enthalten die Akkumulationen zahlreiche helle Quarzsande und Kiese aus dem Anstehenden. Die Sandschwemmebenen im Gebiet des Sandsteins sind mit den gut gerundeten Sanden und Kiesen aus dem Anstehenden bedeckt. Sein Alter ist umstritten; er wird mit dem nubischen Sandstein parallelisiert (Ph. WACRENIER, 1958; A. T. GROVE, 1960) oder in das Kambrium und Ordovizium gestellt (E. KLITZSCH, 1966).

Das ehemals einheitliche Sandsteinplateau ist in einzelne Flächen und Grate gegliedert. Östlich von Bardai und östlich der Sandschwemmebene von Osouni sind in Zoumrinähe bis zu 80 m hohe Sandsteinsäulen herauspräpariert worden. Einzelnstehende Sandsteinberge und niedrige Sandsteinburgen unterbrechen den mit der Entfernung vom Zoumri allmählich zunehmenden Anstieg der Sandschwemmebenen oder durchragen die Terrassenakkumulationen.

An der Oberfläche der Akkumulationen werden Sandsteinschotter erheblich stärker durch Windwirkung beansprucht als Basaltschotter; neben häufig völlig unbeschädigten, glatten Basalt- liegen zur Hälfte abgeschliffene Sandsteinschotter. Von den Basaltschottern setzen diejenigen mit dichter Struktur der Windbearbeitung den größten Widerstand entgegen.

Im Norden und Osten taucht der Bardai-Sandstein unter die tertiären Basalte vom Tarso Ourari und Tarso Toon ab (Ph. WACRENIER, 1958). Zahlreiche isolierte Sandsteinberge im westlichen Zoumrigebiet tragen Basaltdecken. Ihre Oberflächen gliedern sich, wie oft auf den mit dem Tarso Ourari verbundenen Basalten, in Kuppen mit einem Durchmesser von 1 m bis 2 m; jede Kuppe ist aus zahlreichen Schalen mit kugelförmigem Kern aufgebaut, der allmählich von der Verwitterung freigelegt wird. Aus der Entfernung oder nach dem Luftbild läßt sich nicht entscheiden, ob es sich auf dem Bardai-Sandstein um Basalt- oder um Schuttdecken aus dem Verwitterungsmaterial des Sandsteins handelt. Die Basaltdecken auf den isolierten Sandsteinbergen sind wahrscheinlich Ausläufer der Lavazungen vom Tarso Ourari, die noch über den Zoumri hinaus gelangt sind und erst später durch die Erosion des Zoumri und seiner Nebenflüsse vom Hauptverbreitungsgebiet dieses Basalts abgeschnitten wurden. Daneben kommen jüngere, oft plattig verwitternde Basalte im südlichen Zoumrigebiet vor (vgl. ihre Stellung zu den Terrassenakkumulationen, H.-G. MOLLE, 1969).

Im östlichen Zoumrigebiet ist neben dem kugelig verwitternden Basalt des Tarso Ourari ein Säulenbasalt zwischen Kamai und Ouanofo am Südrand des Zoumri verbreitet; er folgt auf Aschen- und Tufflagen (Profil VII), und sein Material verwittert plattig. Die senkrecht stehenden Basaltsäulen sind horizontal gegliedert. Weiter im Süden liegen die Aschen- und Tufflagen unter den quartären Ignimbritdecken des Tarso Voon, die ihrerseits teilweise von dunklen quartären Basalten bedeckt sind (Ph. WACRENIER, 1958). Kleinere Ignimbritinseln liegen am E. Douguéi im westlichen Zoumrigebiet, größere Vorkommen finden sich im Süden von Osouni. Nur im Gebiet von Aderké greift der Ignimbrit auf das nördliche Ufer des Zoumri über.

Die Ignimbrite breiten sich über Aschen und Tuffen, Basalten oder, wie am E. Douguéi, über Sandstein aus und tragen auf ihrer leicht welligen Oberfläche eine dünne Decke aus Verwitterungsgrus. Die Tuffe und Ignimbrite im östlichen Zoumrigebiet bieten der Verwitterung wenig Widerstand und treten in den Terrassenakkumulationen im Vergleich zu den Basalten relativ selten als Schotter auf. Tuffschotter werden schon nach geringer Entfernung von ihrem Ursprungsort stark zugerundet und zwischen den härteren Geröllen zerrieben. Im Bereich des Enneris, der vom Tarso Voon herabkommt und gegenüber von Aderké in den Zoumri mündet, stehen Aschen und Tuffe im rezenten Niedrigwasserbett an; während vor der Mündung noch faustgroße, eckige Stücke dieses hellen und daher leicht zwischen den übrigen Geröllen erkennbaren Materials im Niedrigwasserbett liegen, sind sie nach ein paar 100 m unterhalb der Mündung bereits völlig zugerundet und nur noch in den kleineren Fraktionen verbreitet. Schotter aus Tuffen und verfestigten Aschen sind selten in Akkumulationen aus Basalt- und Sandsteinschottern zu finden, häufiger dagegen in tonigen und schluffigen Sedimenten. In Akkumulationen aus Sanden, Kiesen und Schottern bilden Aschen und Tuffe oft einen hohen Anteil des feinen Materials.

Die Aschen- und Tufflagen im Gebiet von Ouanofo sind in Bänken von wenigen bis zu 50 cm wohl geschichtet (Bild 18, Profil VII). Während die Mächtigkeit dieser Lagen zum Ehi Madoua abnimmt, wird die der auflagernden Basaltdecke in dieser Richtung größer. Östlich von Ouanofo ist die horizontale Lagerung gestört. Mehrere nur wenige cm starke Bänder eines 1 m mächtigen Horizonts sind gefaltet und dünnen an den Syn- und Antiklinalen aus; es könnte sich im noch durchfeuchteten instabilen Zustand der Akkumulation um Verformungen handeln, die durch das unterschiedliche spezifische Gewicht der an der Bewegung beteiligten Schichten hervorgerufen wurden; Syn- und Antiklinalen der Faltung haben die gleiche Größe. A. G. KOSTJAEV, 1964, spricht in solchen Fällen von harmonischer Faltung.

In den unteren Horizonten der Akkumulation überwiegen weiße, nur wenig verfestigte Bänder, in den oberen gelbe bis graue, stärker verfestigte Tuffe. Mehrfach eingeschaltete Horizonte aus kreuzgeschichteten Sanden, Kiesen und Schottern — am mächtigsten nahe der Basis — belegen den fluviatilen Charakter der Akkumulation. Im übrigen überwiegt die regelmäßige horizontale Bankung. M. DALLONI, 1934/36, bezeichnet sie deshalb als lakustre Formation mit einem hohen Gehalt an Silizium. Möglicherweise läßt sie sich mit ähnlichen Formationen in den westlicher gelegenen Becken und besonders im Becken von Bardai parallelisieren; hier wurde sie weitgehend ausgeräumt und unter jüngeren Akkumulationen begraben. Die für den ganzen Südrand der Zoumri-Flußebene charakteristische Formation ist älter als die Säulenbasalte und Ignimbrite im östlichen und die Talbasalte im westlichen Zoumrigebiet. Die deutlich voneinander getrennten Bänke der Formation könnten mit bestimmten vulkanischen Phasen des Tarso Voon zusammenhängen.

Den dunklen, tertiären, stark zerschnittenen Basalten des Tarso Ourari, die nördlich von Zoui, Osouni und Ouanofo bis dicht an den Zoumri vorstoßen, stehen die jüngeren Basalte und weniger zerschnittenen, quartären Ignimbrite südlich des Zoumri gegenüber (Ph. WACRENIER, 1958). Die vulkanischen Ablagerungen lassen sich vom Älteren zum Jüngeren in einen kugelig verwitternden Basalt, Aschen- und Tufflagen, einen Säulenbasalt und Ignimbrite gliedern, die sich ihrerseits wieder aus verschiedenen Decken zusammensetzen und von jungen Basalten überlagert werden. Noch jüngere Basalte liegen offensichtlich im Becken von Bardai im Bereich des E. Tabiriou als Talbasalt und wallartiger Basaltrücken, der quer zum E. Tabiriou verläuft (Karte der Terrassen des E. Zoumri, Bild 25).

Zahlreiche Verwerfungen stören die Lagerung der Gesteine, vor allem die des Sandsteins. Es dominieren Klüfte in Nordost-Südwest-Richtung; das Kluftsystem in Nordnordwest-Südsüdost- bis Nordwest-Südost-Richtung ist untergeordnet. Fast alle Nebenwadis zwischen dem E. Douguéi und E. Mousoui und nördlich von Tjèboro folgen in ihrem Lauf der vorherrschenden Kluftrichtung; viel geringer ist die Anzahl der Nebenwadis in der untergeordneten Kluftrichtung. Durch den Wechsel von einem Kluftsystem in das andere läßt sich zumindest teilweise der gezackte und kurvenreiche Verlauf der E. Douguéi, E. Serdé, E. Tabiriou, E. Mousoui und E. Tjèboro erklären. Der südliche Rand der Sandschwemmebene, die im Südosten von Bardai liegt, hat eine Nordostrichtung; auf der gleichen Linie liegt der Rand der Sandschwemmebene nordöstlich von Zoui.

Auch die Begrenzungslinien der kleinen Ebenen im Gebiet von Tjèboro scheinen tektonisch vorgezeichnet zu sein. In den jüngeren Sedimenten seit der Oberterrassen-Akkumulation sind keine Störungen an den Beckenrändern und den Übergängen des E. Zoumri aus den Engtalstrecken in die Becken zu beobachten. Die Bildung der jüngeren Terrassenakkumulationen scheint in erster Linie auf klimatische Ursachen zurückzuführen zu sein. Um Aussagen über die Bildungsbedingungen der verschiedenen Sedimente machen zu können, ist zunächst ihre Abfolge, ihre Verbreitung, ihr Aufbau und ihre Zusammensetzung zu untersuchen.

B. DIE GLIEDERUNG DER TERRASSENAKKUMULATIONEN UND IHRE STELLUNG ZU BENACHBARTEN RELIEFELEMENTEN

1. Aufbau und Gliederung der Akkumulationen

Außer der beschriebenen Aschen- und Tufformation, der fluviatilen Akkumulation unter den Ignimbriten und einzelnen Schottern in 30 m bis 40 m Höhe (H.-G. MOLLE, 1969) sind im Gebiet des Zoumri fast überall drei Terrassen und Akkumulationen verbreitet, eine Nieder-, Mittel- und Oberterrasse mit ihren jeweils typischen Sedimenten. Für die OT[1]-Akkumulation ist eine Kreuzschichtung von Sanden, Kiesen und Schottern mit einer Decke aus groben Schottern (Bild 4), für die Mittelterrassen-Akkumulation überwiegend horizontal geschichtete, tonige und schluffige Sedimente mit Kalkkrusten, Schneckenhorizonten, einer Schicht aus Schutt oder groben Schottern an der Basis und einer Decke aus Sanden, Kiesen und Schottern typisch (Bilder 1, 2); die Niederterrassen-Akkumulation besteht aus Schottern mit einer mehrfachen Sortierung von grob nach fein (Bild 3). Das Querprofil durch die MT-Akkumulation (Figur 1, MT-Profil aus einem Nebenfluß des E. Serdé vor seinem Eintritt in das Becken von Bardai) zeigt die Einschaltung gröberer Fraktionen bei 3 m, 5,5 m, 6,5 m und 8 m und die Abdeckung mit einer Lage aus Sanden, Kiesen und Schottern. Die OT-Akkumulation (Figur 1, OT-Profil aus dem E. Tabiriou) ist durch eine enge Abfolge von Phasen mit einer Sortierung von grob nach fein und ebenso durch eine die Akkumulation nach oben abschließende Schicht gekennzeichnet, die sich von unten nach oben aus Sanden, Kiesen bis zu groben Schottern an der Oberfläche aufbaut; die NT-Akkumulation (Figur 1, NT-Profil aus dem E. Tjèboro) läßt etwas längere Phasen von grob nach fein erkennen.

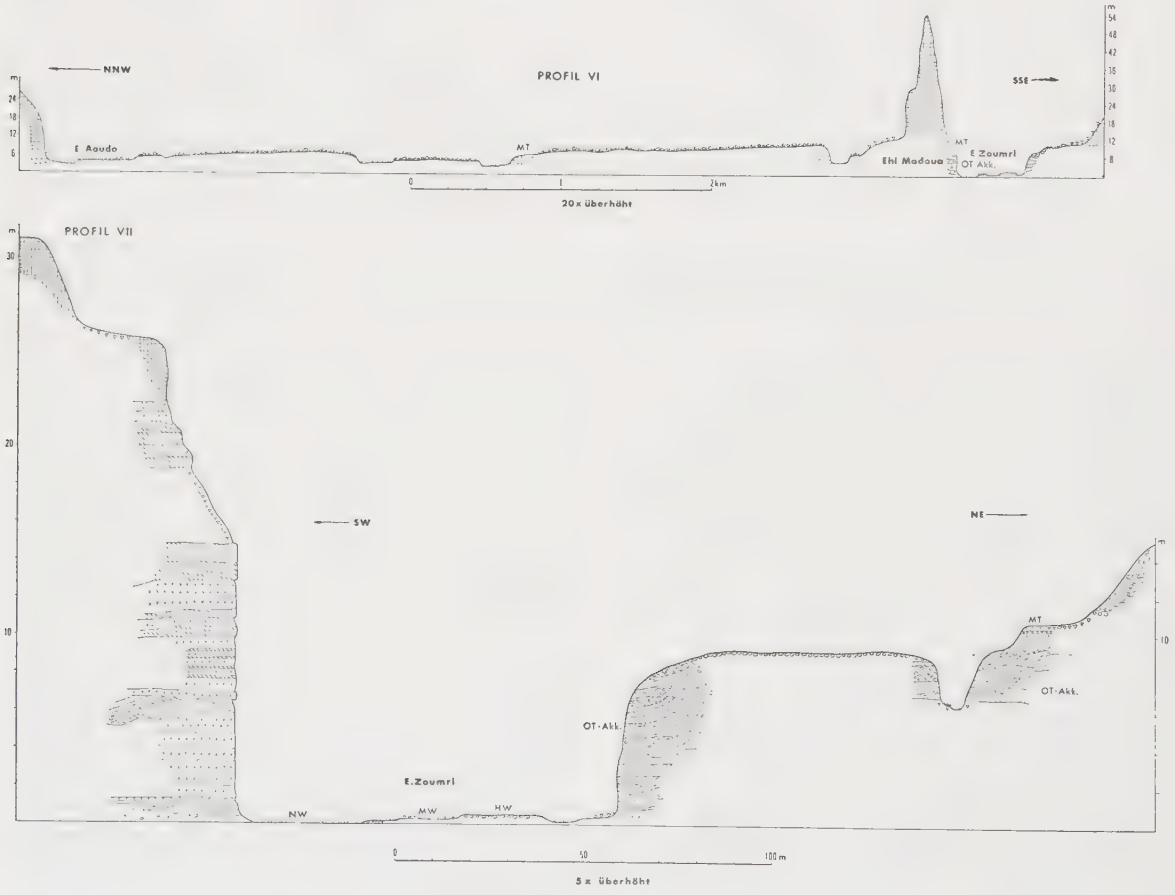
Zur Gliederung der Akkumulationen wurden noch einige die frühere Darstellung (H.-G. MOLLE, 1969) ergänzende Beobachtungen gemacht. Außer den Diskordanzen zwischen MT- und OT-Akkumulation im Becken von Bardai und an seinem Südrande (Bilder 5, 6) liegt noch eine weitere deutlich ausgebildete Diskordanz im Norden von Oré, an einem kleinen Nebenfluß nördlich des Zoumri (Bilder 7, 8). Ihre Fläche fällt nach Osten ein; der Schutt aus dem anstehenden Basalt und die von der OT-Akkumulation abgetragenen Schotter sind an der Diskordanz eingelagert. Von Osten her legen sich die hellen, tonigen und schluffigen Sedimente der MT-Akkumulation horizontal an die Diskordanzfläche.

1 Legende zu den Profilen, Diagrammen und den im Text verwendeten Abkürzungen S. 44.

Fig. 1 Legende S. 44.

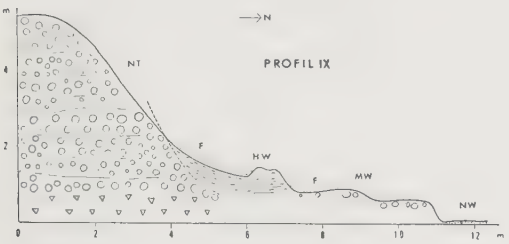
Im Gebiet von Kamai und Ouanofo läßt sich keine Anlagerung, sondern eine Auflagerung der MT-Sedimente auf das untere Niveau der OT-Akkumulation erkennen (Profile VI, VII; Bild 9)[2]; oberhalb der flachlagernden MT-Sedimente folgen oft 1 oder 2 weitere OT-Niveaus. Die hellen, kalkhaltigen Sedimente liegen in einer Entfernung von mehreren 100 m vom Zoumri; in Zoumrinähe wurden sie bereits ausgeräumt, so daß die verbackenen und schwer abtragbaren OT-Sedimente direkt an das rezente Enneri grenzen (zur Beziehung der Basalte, Aschen und Tuffe zur OT- und der MT- zur NT-Akkumulation — Bild 10 — vgl. H.-G. MOLLE, 1969).

Die Beziehung der NT-Akkumulation zum Hochwasserbett wurde östlich von Ouanofo untersucht (Bilder 11, 12; Profil IX). An einen NT-Körper, der stromlinienförmig in Fließrichtung des Zoumri gestaltet ist, eine Lage in der Mitte des rezenten Enneris einnimmt und dessen Schotter patiniert sind, legt sich diskordant die Akku-



2 Profile I-V in der Karte der Terrassen des E. Zoumri, siehe Kartentasche; Erläuterung zu diesen Profilen, H.-G. MOLLE, 1969; Lage der Profile VI, VII, IX in der Karte des E. Zoumri mit Nebenflüssen (siehe S. 44).

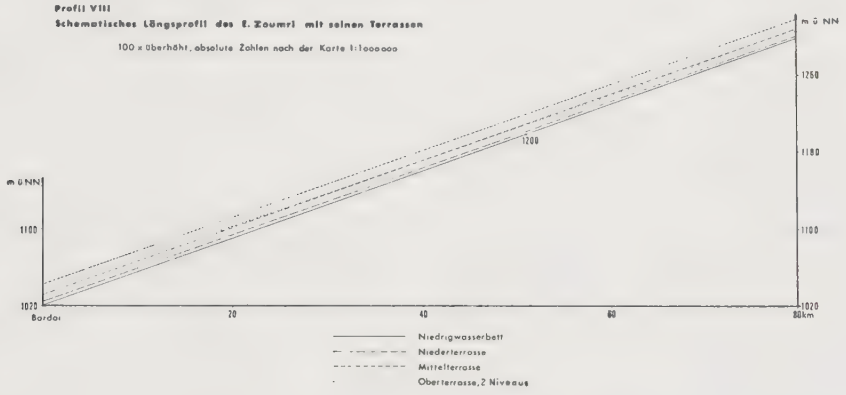
mulation des Hochwasserbetts; ihre feingeschichteten, tonigen und sandigen Sedimente biegen zur NT-Akkumulation leicht nach oben um und schmiegen sich ihrem Körper an; die Sedimente des Hochwasserbetts enthalten gelbe, abgestorbene Graswurzeln.



Die MT-Akkumulation läßt sich flußauf bis zum Steilanstieg des Tarso Toon verfolgen; von hier ab sind zunächst noch 2 Grobschotterakkumulationen und danach scharf eingekerbte Täler zu beobachten (Bilder 13, 14).

Die Schotterakkumulationen haben am Fuß des Steilanstiegs zum Tarso Toon eine relative Höhe von 3 m bis 4 m und 6 m bis 7 m und bestehen aus großen, wenig gerundeten Basaltblöcken.

Die Nebenflüsse vom Tarso Toon herab in den Zoumri sind durch zahlreiche, bis zu 8 m hohe Basaltstufen im rezenten Enneri gegliedert; am Fuß der Basaltstufen sind tiefe Strudellöcher ausgekolkt, die mit frisch abgelagerten Sanden (26. 4. 1968) angefüllt sind. Ihre Farbe ist dunkler als das übrige Material des rezenten Enneris; das dunkelgraue, frisch transportierte Material greift seitlich über das hellgraue Material des Niedrigwasserbetts hinweg. Schon kleinere Regenfälle am Rand des Tarso Toon, wie sie z. B. am 26., 27. und 28. 4. 1968 bei Kamai zu beobachten waren, können einen Materialtransport bis in den Bereich des Zoumri verursachen. Die Täler der Zoumri-Nebenflüsse vom Tarso Toon herab sind durch Gefällesteilen gegliedert, deren Oberkante oft bis zu 1 m tief eingekerbt ist.



Die MT-Akkumulation ist in den Becken und in geschützten Buchten der Engtalstrecken verbreitet; die OT-Akkumulation wurde im westlichen Zoumrigebiet von den nördlichen und südlichen Nebenwadis in die vorhandenen Täler und Becken vorgeschüttet; am Schluß dieser Schüttung findet eine weite Überschotterung in Form von Schwemmfächern nicht nur auf den in den Tälern abgelagerten Akkumulationen sondern auch auf den umgebenden Felsflächen statt. Im östlichen Zoumrigebiet wurde der OT-Körper bis in den Bereich von Aderké vorgeschüttet; nach einer mehrmals unterbrochenen Erosionsphase — die Unterbrechungen sind durch verschiedene Niveaus im OT-Körper gekennzeichnet — legt sich die MT-Akkumulation im Gebiet von Ouanofo auf das unterste dieser Niveaus und weiter westlich diskordant an den OT-Körper. Nach der ebenfalls unterbrochenen Zerschneidung der MT-Sedimente wurde die NT-Akkumulation, und nach einer weiteren Erosionsphase das heutige Flußbett aufgebaut (Profil VIII) [3].

3 Ausführliche Darstellung mit einer Beschreibung der in der Karte der Terrassen verzeichneten Aufschlüsse, H.-G. MOLLE, 1969.

2. Sandschwemmebenen

Die Sandschwemmebenen liegen im Bereich der Flußebene des Zoumri und greifen in die Terrassenakkumulationen hinein. Unter den heutigen Klimabedingungen des Untersuchungsbereiches erfassen die rezenten Formungsprozesse sowohl die Enneris als auch die Sandschwemmebenen. Die Sandschwemmebene bei Osouni reicht im Osten stellenweise bis an den 20 m tieferen E. Mossa. Ein Niederschlag von 6,5 mm (28. 7. 1968, 13.25 bis 14.30 Uhr) führte zu einer weiten Überflutung der Sandschwemmebene östlich von Bardai während des Regens. Ihre gesamte Fläche mit den leicht erhöhten Wasserscheiden und den flach eingesenkten Rinnen überzog ein blaugrauer Wasserschleier; in einiger Entfernung von der Sandsteinstufe im Osten wurde der Sand flächenhaft abgespült (mündl. Mitt. D. GAVRILOVIC).

Da der unter einer dünnen Sedimentdecke anstehende Sandstein keine größeren Wassermengen in kurzer Zeit aufnehmen kann, wird die teilweise nur wenige Zentimeter mächtige Sedimentdecke schnell durchtränkt und ihr lockeres Material in Richtung des Gefälles der

Ebene bewegt; die oberste Schicht des Anstehenden wird durch das Eindringen des Niederschlags aufbereitet, das gelockerte Material wird bei den folgenden Überflutungen abgetragen. Unter den lockeren Sanden liegt in den flach eingesenkten Tälern eine Tonschicht mit einzelnen Sandkörnern darin.

An den Ausgängen der Sandschwemmebene im Süden und Westen sammelte sich am 28. 7. das Wasser wieder — die Rinnen waren hier leicht in ihre Umgebung eingeschnitten — und floß mit erhöhter Geschwindigkeit durch die Engpässe zwischen den die Ebene im Süden und Westen einrahmenden Sandsteinbergen und den Resten von Mittel- und Niederterrassensedimenten auf das Hochwasserbett des Zoumri hinaus; hier verlangsamte sich die Geschwindigkeit des Wassers, da es sich weit über das Hochwasserbett ausbreitete (Bild 15), erst am Übergang zum trockenen Niedrigwasserbett des Zoumri sammelte es sich in schmalen, wenig eingeschnittenen Rinnen. Der Zoumri selber kam in der Nacht vom 28. zum 29. 7. ab. Ein Niederschlag von 6 mm am 8. 6. 1968 in Bardai, der über den ganzen Tag verteilt war, verursachte nur geringe Bewegungen des Materials auf der Sandschwemmebene; der Zoumri kam bereits einen Tag vorher, am 7. 6., ab.

Die Formung auf den Sandschwemmebenen und in den Enneris geht nicht immer gleichzeitig vor sich. Wenn der Niederschlag in den Höhenregionen wie z. B. am Tarso Voon fällt, können die aus diesen Regionen kommenden Enneris bis in Gebiete ohne Niederschlag abkommen; die Sandschwemmebenen dieser Gebiete unterliegen dann einer relativen Formungsruhe. Nur der im Bereich der Sandschwemmebenen selbst fallende Niederschlag trägt zu ihrer Weiterbildung bei (zu äolischen Prozessen im Bereich der Sandschwemmebenen des E. Zoumri vgl. H.-G. MOLLE, 1969).

Sandschwemmebenen sind zwischen Kamai und Bardai verbreitet. Mit dem Steilanstieg zum Tarso Toon treten sie nicht mehr auf; hier beginnen tief eingekerbte Schluchten, die mit dazwischen liegenden Basaltrücken wechseln. Besonders weit sind die Sandschwemmebenen im westlichen Zoumrigebiet, im Bereich des Sandsteins bis Oré, ausgebildet. Sie heben sich aus der Ferne und auf dem Luftbild von den dunkleren Reliefelementen durch ihre hellen Flächen ab, die nach allen Seiten gegen die Terrassenakkumulationen, Hänge und Stufen vorgreifen. Die rezente Sandschwemmebene zwischen dem E. Douguéi und E. Serdé kappt die nach Süden, gegen das Gefälle der Ebene einfallenden Sandsteinschichten.

Östlich und westlich des E. Douguéi liegen Flächen, die am Eintritt des Enneri in das Becken von Bardai teilweise nur eine dünne Decke aus Sandsteinschutt tragen und im Beckeninnern oft mit OT-Schottern bedeckt sind. Diese Flächen sind zum rezenten Zoumri geneigt und kappen den Sandstein. Die rezenten Sandschwemmebenen greifen von Westen und Osten in diese Flächen hinein (Bild 16); es könnte sich um die Reste älterer fossiler Sandschwemmebenen handeln, deren Entstehung in einen Zeitraum vor der Bildung der Oberterrasse fällt.

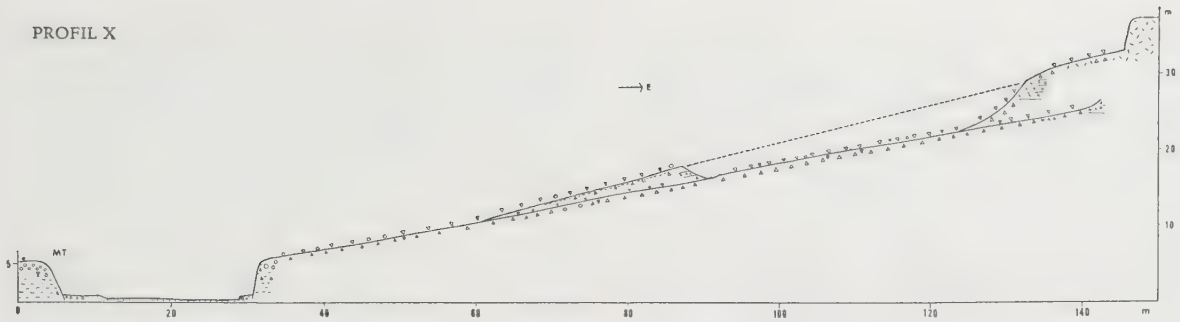
Im östlichen Zoumrigebiet sind die Ebenen kleiner und nicht so leicht zu erkennen, da sie auf Basalt liegen und eine graue Färbung haben. Am Westufer südlich von Kamai ist oberhalb des höchsten OT-Niveaus eine Fläche von mehreren 100 m Durchmesser entwickelt, die vom Zoumri durch einen Basaltriegel getrennt ist und mit 3° bis 5° zu der Basaltstufe im Süden und Westen ansteigt; die gesamte Fläche ist nach Nordosten zu einem Nebenfluß des Zoumri geneigt. Sie ist mit feinem Verwitterungsschutt bedeckt und gliedert sich im mittleren und unteren Abschnitt wie die Sandschwemmebenen im westlichen Zoumrigebiet in flache Wasserscheiden und Täler, die ohne Stufe ineinander übergehen. Im unteren Abschnitt der Fläche sind die Täler eingesenkt und grenzen an eine bis zu 2 m dicke Decke, die aus feinem Schutt an der Oberfläche und tonigen Lagen darunter besteht. Die Ebene verengt sich an ihrem Ausgang trichterförmig und läuft durch ein Tal mit starkem Gefälle und senkrechten Wänden in den E. Zoumri.

Im Gebiet des E. Zoumri, von 1020 m bei Bardai bis 1300 m oberhalb von Kamai, gibt es sowohl in den Bereichen des Sandsteins als auch der Vulkanite Sandschwemmebenen; mit wachsender Höhe über NN werden sie kleiner und für den Charakter des Reliefs unbedeutender; beherrschend wird dagegen ein dichtes Netz von Schluchten.

3. Hänge

Südöstlich von Ouanofo sind über Aschen- und Tufflagen Flächen entwickelt, die sich aus flachen Riedeln und Rinnen zusammensetzen und dem Aufbau der rezenten Sandschwemmebenen ähneln. Es sind mehrere 100 m lange und bis zu 50 m breite Flächen, die in schmalen Tälchen auslaufen und über eine Steilstufe in den rezenten Zoumri münden. Die Neigung der Flächen beträgt wenige Grad; an ihrem oberen Ende werden sie nahe einer 20 m bis 30 m hohen Basaltstufe breiter und dehnen sich rückwärts gegen die Stufe und seitlich gegen fossile Schrägflächen aus (Profil XI), die sich vermittelnd zwischen Ebene und Stufe einschalten. Sie sind in die senkrecht stehenden, fünfeckigen Basaltsäulen und die darunter horizontal geschichteten Aschen- und Tufflagen eingeschnitten und greifen ohne Unterschied über diese verschieden widerständigen Gesteine hinweg. Die Flächen kappen in ihrem oberen Teil die Basaltsäulen in einem Winkel von 15° bis 20° und die Tuffe weiter unterhalb in einem etwas flacheren Winkel. Auf den Schrägflächen liegen im oberen Abschnitt einzelne patinierte Basaltschotter bis zu Kopfgröße und feiner Basaltschutt; er wird nach unten immer feiner und mächtiger, bis seine Decke an ihrem untersten Ende, in Zoumrinähe, aus hellem, tonigem, kalkhaltigem und leicht verkrustetem Material besteht; es ähnelt dem der MT-Akkumulation.

Die Schrägflächen sind an die Basaltstufe gebunden und laufen spitz auf sie zu; zu den Seiten fallen sie leicht ab; es handelt sich um Pedimente, die von einer sich rezent ausdehnenden Fläche seitlich unterschnitten werden



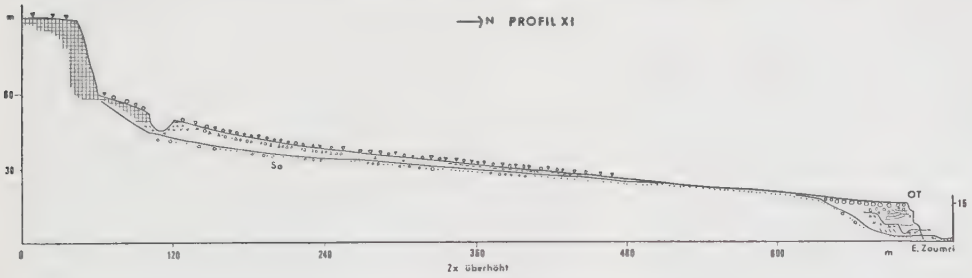
und daher fossil sind. Der Höhenunterschied zwischen fossilem Pediment und rezenter Fläche steigt von 30 cm im unteren Abschnitt auf 4 m bis 5 m im oberen Abschnitt an. Die Fläche dehnt sich auf Kosten des Pediments aus, grenzt mit einer scharfen Arbeitskante an die Stufe und das Pediment und verbreitert sich in seinem oberen Abschnitt durch die Arbeit kleiner Kerbtälchen, die auf die Fläche eingestellt sind.

Die Erosion dieser Tälchen arbeitet zunächst die Tiefenlinie zwischen zwei Pedimenten heraus und greift an dieser Linie weit in den Pedimentbereich hinein. Von den Hauptrinnen gehen seitliche Nebentälchen aus, die die Schwächezone der Kappungsebene zwischen Basalt und Tuffen nachzeichnen (Bild 17); in diesem Bereich ist das Pediment häufig durchbrochen. Daneben konzentriert sich die Erosion besonders auf den Pedimentansatz; Rinnen streben von den Seiten zur Spitze des Pediments und sind imstande, es von der Stufe dahinter zu trennen. So entstehen am Stufenrand Pedimentstümpfe aus Basalt, die vom unteren Pedimentabschnitt und teilweise auch von der hinter ihnen aufragenden Stufe durch Rinnen getrennt sind. Kleine Tälchen greifen die Pedimentstümpfe von vorn an, folgen den Schwächezonen zwischen den einzelnen Basaltsäulen und legen sie frei; sie zerbröckeln in Stücke bis zu Faustgröße.

Große Teile der Pedimente sind bereits ausgeräumt, so daß die Sandschwemmebene unmittelbar an die steile Basaltstufe grenzt; es wird eine deutliche Tendenz zur Reliefverschärfung erkennbar. Stellenweise ist die Auflösung des Pedimentbereichs so weit fortgeschritten, daß nur noch kleine, die rezente Sandschwemmebene überragende und nach Norden zum Zoumri geneigte Restberge von den fossilen Pedimenten zeugen; in den Restbergen steht der Basalt unter einer Schuttdecke an.

Westlich von Profil XI werden die Pedimente mit zunehmendem Abstand vom Zoumri allmählich flacher; nach Osten dagegen wird der Abstand der Basaltstufe vom Zoumri geringer, und die Pedimente werden steiler. Die Schuttdecke erreicht hier maximal 1 m Mächtigkeit. Die Pedimente laufen zum Zoumri in Höhe der Oberterrasse aus und scheinen die OT-Akkumulation sogar noch leicht zu kappen (Bild 18); ihre kreuzgeschichteten Sande und Kiese liegen hier diskordant über horizontal geschichteten Aschen- und Tufflagen. Die Entstehung der östlich von Ouanofo gelegenen Pedimente geht wahrscheinlich nicht weiter als bis in die Zeit der Oberterrasse zurück.

Die Beziehungen von Pedimenten und Terrassenakkumulationen sollen an einem 2. Beispiel aus dem Gebiet von Oré weiter untersucht werden. Südöstlich von Oré verläuft eine Ignimbritstufe in Nord-Süd-Richtung; zahlreiche Pedimente fallen von der Stufe relativ steil zu einem Nebenfluß des Zoumri ein (Bild 19). Sie liegen über hellen, horizontal geschichteten Aschen- und Tufflagen, die nach Osten von Ignimbrit bedeckt sind. Die Schuttdecke setzt sich nahe der Oberfläche aus patiniertem, grobem Ignimbritschutt zusammen, der in toniges und schluffiges Material gebettet ist; man sinkt bis zu den Knöcheln in diese Decke ein. Der Bereich der Pedimente erstreckt sich bis zum Prallhang des Enneris, der sie seitlich anschneidet und das Anstehende unter der Schuttdecke aus Aschen und Tuffen freilegt.



Ein Teil der Pedimente, und zwar der flacheren, läuft im Niveau der Schotterdecke auf der Mittelterrasse aus (Profil X). Aus dem Schuttkörper dieser Pedimente ragen Kalkplatten von 5 cm Dicke heraus (Bild 20); die MT-Akkumulation jenseits des Enneris enthält ebenfalls zahlreiche Stücke von Kalkkrusten. Noch steiler einfallende Pedimentstümpfe, die wenige Meter unter der Oberfläche des Ignimbrits ansetzen und sich mit Resten weiter unterhalb korrelieren lassen, sind älter als die beschriebenen Pedimente und waren vielleicht auf einen Nebenfluß eingestellt, der näher an der Stufe lag als derjenige aus der Mittelterrassenzeit.

An der Ignimbritstufe südwestlich von Oré sind Schrägflächen zu beobachten, die 8 m über dem höchsten Niveau der OT-Akkumulation liegen und dicht unterhalb des Stufenrandes ansetzen (Bild 21); sie gehen ins Leere hinaus und haben keinen Bezug zu einer Akkumulation; es könnte sich um stark erodierte Pedimentreste aus einer Zeit vor der OT-Akkumulation handeln.

Über dem Niveau der Sandschwemmebene nordöstlich von Zoui sind am nördlichen Stufenrand Reste von fossilen Pedimenten im anstehenden Sandstein zu beobachten (Bild 22); sie sind mit grobem, stark patiniertem Hangschutt bedeckt, der in langen Schleppen bis weit in die rezente Sandschwemmebene hinausreicht. Die auslaufenden Pedimente überragen sie in flachen Rücken und werden von Tälchen abgebaut, die auf die Sandschwemmebene eingestellt sind. Die rezenten Rinnen sind im Pedimentbereich leicht eingeschnitten und verlieren erst weiter unterhalb, im Bereich der Sandschwemmebene, die Kraft zum Einschneiden. Die Hangschuttdecke der Pedimente ist nur dünn; oft tritt der anstehende Sandstein an die Oberfläche. Die Pedimente haben eine dreieckige Gestalt; parallel zur Stufe laufende Rinnen trennen oft Teile der Pedimente ab. Die Rinnen liegen bevorzugt an den Seiten der Kegel, etwas breitere und flachere Rinnen können in einem noch nicht sehr weit fortgeschrittenen Stadium der Zerschneidung auch über sie hinweggehen; dann überkreuzen sich die Rinnen, so daß die Schrägflächen in ein Muster aus aneinander gesetzten Parallelogrammen zerlegt werden (z. B. am Südrand des Beckens von Bardai zwischen dem E. Serdé und E. Douguéi). Östlich der Sandschwemmebene von Zoui laufen die Schuttschleppen der Pedimente im Niveau der Oberterrasse aus.

Noch nach der Bildung der Mittelterrasse sind Prozesse vor sich gegangen, die zur Entstehung von Schrägflächen in der MT-Akkumulation geführt haben (nordöstlich von Ouanofo); auf diese Kappungsflächen legt sich eine 10 cm mächtige Schuttdecke aus mehreren hangparallelen Horizonten; sie setzen sich aus kalkig verbackenen Sanden, Kiesen und Schluffen der MT-Akkumulation zusammen.

Im Gebiet des Zoumri sind in den Randbereichen der Flußebene, an den Basalt-, Ignimbrit- und Sandsteinstufen, Pedimente verbreitet, die in erster Linie auf die Oberterrasse bezogen sind; ein noch höheres Pedimentniveau konnte mit keiner der älteren Terrassenakkumulationen verbunden werden. Mit wachsender Entfernung vom Zoumri und damit der lokalen Erosionsbasis wird die Zerschneidung der Pedimente geringer. Je näher sie an den Hauptentwässerungslinien lagen, die zur Zeit ihrer Entstehung vorhanden waren, desto steiler fallen sie ein.

C. ANALYSEN ZUR RELATIVEN ZEITLICHEN ABFOLGE DER TERRASSENAKKUMULATIONEN

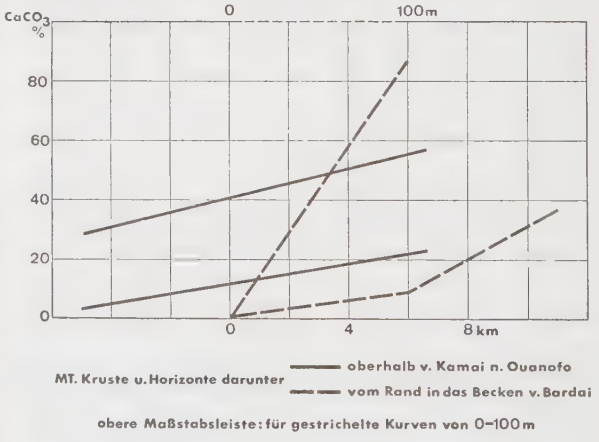
1. Kalkanalysen

Die verschiedenen Terrassen und Sedimente wurden in ihrer Stellung zueinander, ihrer Lage zu den Gesteinsformationen der Umgebung sowie zu den benachbarten Reliefelementen wie Sandschwemmebenen und Hängen dargestellt; die gewonnene Gliederung der Akkumulationen soll mit Hilfe verschiedener Analysen geprüft werden.

Die MT-Akkumulation und teilweise die Schuttkörper der Pedimente enthalten Kalkkrusten und Kalkanreicherungshorizonte; bei den anderen Akkumulationen fehlen entsprechende Bildungen. Neben der MT-Akkumulation treten im Zoumrigebiet noch die hellen Sedimente der Aschen- und Tufflagen auf. Während die aus der MT-Akkumulation gemessenen Proben fast durchgehend eine zum Teil hohe Konzentration an $CaCO_3$ aufweisen (Tab. 1, S. 40), liegen die Werte bei den Aschen und Tuffen im allgemeinen unter einer möglichen Fehlergrenze von 5,5 cm^3. Der Kohlensäurebestimmungsapparat nach Scheibler-Finkener mißt im unteren Bereich relativ ungenau, da er schon ohne Probenmaterial — hervorgerufen durch den Schütteleffekt — 5,5 cm^3 Kohlensäure anzeigt. Alle mit dem Apparat gemessenen kleineren Werte sind daher nicht gesichert und wurden in Tabelle 1 mit einem waagerechten Strich gekennzeichnet. Die Reaktionskurven der verschiedenen Proben zeigen einen regelmäßigen Anstieg, daher handelt es sich in erster Linie um Ca-, weniger um Mg-Karbonat.

Bei den Aschen und Tuffen fällt lediglich ein Wert von 76,0 % heraus. Die Probe wurde im Süden von Oré, nur 2 m über dem Wasserspiegel einer Guelta entnommen,

Fig. 2



die das ganze Jahr hindurch mit Wasser gefüllt ist; es steigt während der Regenzeit noch erheblich an. Bei der Kalkbestimmung dieser Probe entwickelte sich ein

stark schwefliger Geruch. Die Probe wurde grün gefärbt. Ihr hoher Ausnahmewert scheint durch die Entwicklung anderer Gase und die Nähe des Wassers beeinflußt zu sein. In den Beckenbereichen lassen sich die Aschen und Tuffe von der MT-Akkumulation mit Hilfe des $CaCO_3$-Gehalts trennen. Der Kalkgehalt der OT-Akkumulation und des Bardaisandsteins ist gering. Die einzelnen Körner des Bardaisandsteins sind im Bereich der Probenentnahmestelle östlich von Bardai durch ein Material miteinander verbacken, das teilweise aus Kalk besteht. Ein Teil des Kalkgehalts der MT-Sedimente könnte aus dem Sandstein stammen.

Der Kalkgehalt der MT-Akkumulation wurde in den Engtalstrecken und den Becken gemessen (Figur 2). Oberhalb von Kamai bis nach Ouanofo nimmt er in den gleichen MT-Horizonten erheblich zu; noch größer ist der Unterschied zwischen den $CaCO_3$-Werten am E. Serdé, von einem Aufschluß außerhalb des Beckens von Bardai zu Aufschlüssen im Beckeninnern. Von den Engtalstrecken zu den Becken wechselt der Kalkgehalt der MT-Schichten stark; daher kann er nicht zur Korrelation verschiedener Reste der MT-Akkumulation herangezogen werden.

Die Kalkplatten in den oberen, stufennahen Abschnitten verschiedener fossiler Pedimente — vor allem der auf die MT-Akkumulation bezogenen — bestehen fast ausschließlich aus Kalk (Tabelle 1) und haben eine dichte Struktur. Die Horizonte, in denen die Krusten stecken, zeigen einen geringen $CaCO_3$-Gehalt. Im unteren Abschnitt dieser Pedimente fehlen dichte Krusten, die Schichten aus feinem Schutt, Sanden und Tonen sind lediglich durch Kalk verbacken. Während im oberen Abschnitt große Stücke einer früher einheitlichen Kruste im Schuttkörper stecken, sind im unteren Abschnitt die mit Kalk verbackenen Horizonte parallel zur Oberfläche angeordnet und unzerstört; die Kruste und die verbackenen Horizonte könnten zu verschiedenen Zeiten entstanden sein.

2. Morphometrische Schotteranalysen

a) Darstellung in Säulendiagrammen

Die Untersuchung der Sedimente in den verschiedenen Gebieten des E. Zoumri führte zu der Beobachtung, daß sich die MT-Akkumulation außer durch ihren hohen $CaCO_3$-Gehalt auch durch die Zurundung ihrer Schotter vor anderen Akkumulationen auszeichnet. Daneben fiel der Gegensatz zwischen den wenig gerundeten Schottern in der OT-Akkumulation und den stärker gerundeten Schottern in den Deckschichten dieser Akkumulation auf. Die rein visuell festgestellten Unterschiede in der Zurundung der Schotter verschiedener Akkumulationen und innerhalb der Akkumulationen selbst sollen mit Hilfe der morphometrischen Schotteranalyse auf ihre Meßbarkeit geprüft werden.

In zwei Abschnitten des Untersuchungsgebietes wurden Analysen von allen Terrassenakkumulationen durchgeführt: im Becken von Bardai und auf der Strecke zwischen Kamai und Aderké (vgl. die Lage der Proben in der Karte des E. Zoumri mit Nebenflüssen). Um die Meßergebnisse vergleichbar zu machen, wurden Proben verschieden alter Akkumulationen ungefähr an den gleichen Punkten, d. h. an einem Querprofil, und Proben von gleich alten Akkumulationen in gleicher Höhe über dem Niedrigwasserbett entnommen — je Probe 100 Schotter. Diese Anzahl hat sich im allgemeinen als ausreichend erwiesen. Es wurden nur dichte Basaltschotter mit einer Länge zwischen 1,5 cm und 12 cm verwendet, da nur dieses Material im ganzen Untersuchungsgebiet vorhanden war.

Folgende Messungen wurden an jedem Schotter vorgenommen: L — Länge des Schotters, l — Breite des Schotters (gemessen senkrecht zur Länge), E — Dicke des Schotters (gemessen senkrecht zur Ebene L/l), r_1 — kleinster Krümmungsradius (gemessen in der Ebene L/l), r_2 — zweitkleinster Krümmungsradius zur Kontrolle von r_1 (gemessen in der Ebene L/l), r_m — kleinste Krümmung des Schotters überhaupt.

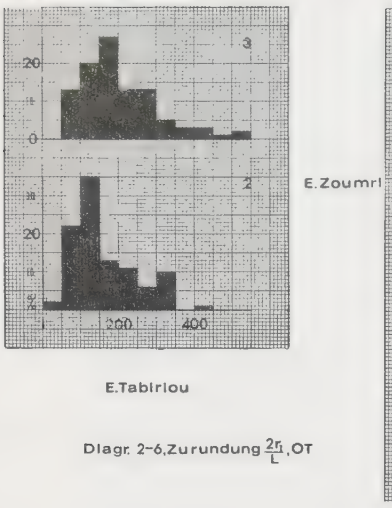
Die verschiedenen Radien wurden mit Hilfe einer Radienlehre bestimmt.

Bei der Auswertung und Darstellung der Diagramme wurden folgende Indizes verwandt: $2r_1/L$: Zurundungsindex (A. CAILLEUX, 1952); je größer der Indexwert ist, desto stärker ist der Schotter gerundet. Es werden Gruppen von 0-49, 50-99, 100-149 usw. gebildet, und jeder errechnete Wert wird der entsprechenden Gruppe zugeordnet; danach werden die Prozentanteile der verschiedenen Gruppen berechnet. Für jeweils eine Probe wird ein Säulendiagramm gezeichnet. Je länger ein Schotter ist, desto geringer wird bei gleichbleibendem Krümmungsradius sein Zurundungswert; daher wurde darauf geachtet, im Durchschnitt der Proben ungefähr gleichlange Schotter zu verwenden. E/L, E/l: Formindizes: je kleiner der Indexwert ist, um so platter ist der Schotter; es wurden Gruppen von 0-99, 100-199 usw. gebildet.

Bei den Diagrammen sind jeweils auf der Horizontalen die Indexgruppen und auf der Vertikalen die Prozentanteile der einzelnen Gruppen an der Gesamtzahl der 100 Schotter aufgetragen. Zur besseren Vergleichbarkeit der Maxima wurden die Diagramme übereinander angeordnet, und zwar entspricht die Reihenfolge von unten nach oben der Fließrichtung. Die Diagramme auf der linken Seite stammen jeweils aus dem Becken von Bardai, die auf der rechten Seite aus dem östlichen Zoumrigebiet, von Kamai aus flußabwärts.

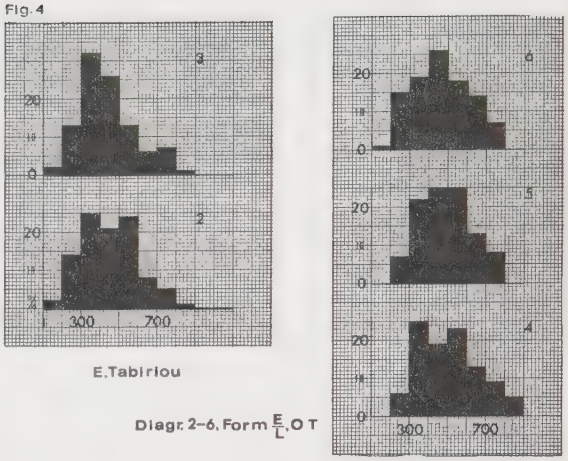
Die Diagramme der OT-Akkumulation (Figur 3) haben mit einer Ausnahme das Maximum in der 3. Gruppe mit Zurundungswerten von 100-149. Im Gebiet des E. Zoumri und des E. Tabiriou werden die Diagramme flußabwärts flacher und breiter; das Maximum sinkt auf einen Wert unter 30 % ab, und die geschlossenen Diagramme dehnen sich flußab in ihrer Breite von Gruppen mit Indexwerten zwischen 200 und 350 auf solche mit Werten um 500 aus. Die Zurundung der Schotter in der OT-Akkumulation nimmt flußab zu, ohne daß sich das Maximum dabei auf eine andere Gruppe verlagert.

Fig. 3



Diagr. 2–6, Zurundung $\frac{2r}{L}$, OT

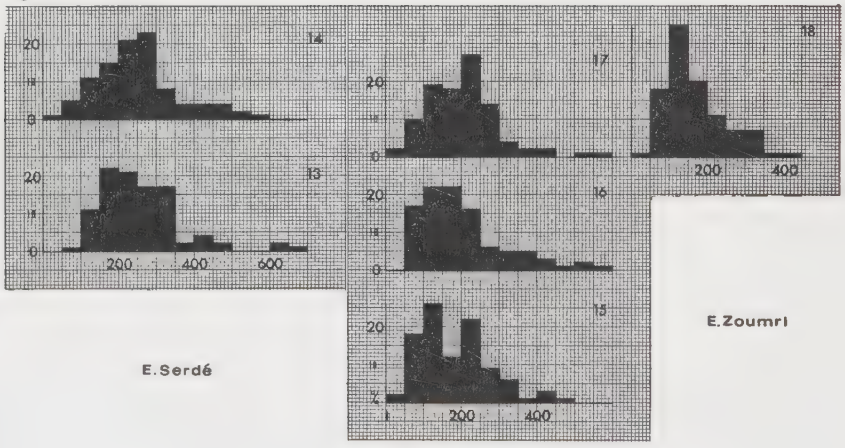
Fig. 4



Diagr. 2–6, Form $\frac{E}{L}$, O T

Mit zunehmender Zurundung wächst die Plattheit der Schotter (Figur 4). Die unteren Diagramme zeigen ein doppeltes Maximum von 300-399 und 500-599. Das 1. Maximum ist vielleicht durch die plattig verwitternden, jüngeren Tal- und Plateaubasalte bedingt, während das 2. Maximum auf den Einfluß der älteren, nicht so stark plattig verwitternden Basalte zurückgehen könnte. Es ist auffällig, daß der Schotterkörper an der Basis der Aschen- und Tufflagen (A), der älter als die jüngeren Basalte ist, dieses doppelte Maximum in seinem Diagramm nicht zeigt, sondern nur das Maximum zwischen 500 und 599 (Figur 9). Flußab wird das 2. Maximum zugunsten einer Verstärkung des 1. (am E. Tabiriou) oder der Gruppe von 400-499 zwischen den beiden Maxima (am E. Zoumri) abgebaut.

Fig. 5

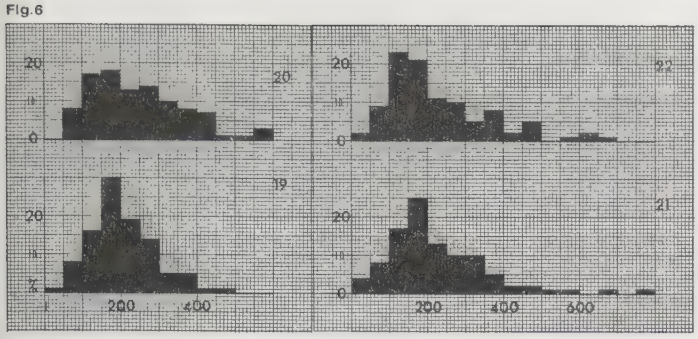


Diagr. 13–18, Zurundung MT

Im Vergleich zu den Zurundungsdiagrammen der OT-Akkumulation zeigen die der MT-Akkumulation keine so gleichmäßige Verteilung; das Maximum hat keine einheitliche Lage (Figur 5). Bis auf das Diagramm 18, das an der Basis der MT-Akkumulation, 1 m über dem Niedrigwasserbett, liegt und mit seinem Maximum in der 3. Gruppe noch große Verwandtschaft zu den Diagrammen der OT-Akkumulation zeigt, stammen alle Diagramme aus der Schotterdecke auf den feinen MT-Schichten, 2 m unter der Akkumulationsoberfläche. Das Maximum liegt überwiegend in der 4. bis 6. Gruppe, nur einmal in der 3. (Nr. 15) und einmal in der 3. und 4. Gruppe (Nr. 16); aber auch diese Diagramme sind breiter als bei der OT-Akkumulation, d. h. die Anzahl stärker gerundeter Schotter ist größer.

Die Zurundungsdiagramme der NT-Akkumulation (Figur 6) sind breit angelegt und haben das Maximum mit Ausnahme von Diagramm 22 in der 4. Gruppe; sie liegt bei diesem Diagramm nur 2 % unter der 3. Gruppe.

Fig.6



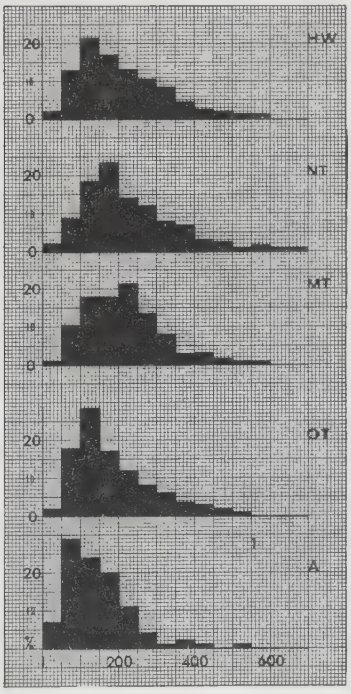
E. Serdé E. Zoumri

Diagr. 19–22, Zurundung $\frac{2r}{L}$, NT

Bei dem rezenten Hochwasserbett scheint sich im Ganzen wieder eine Abnahme der Schotterrundung abzuzeichnen; diese Tendenz wird bei den Diagrammen des E. Zoumri mit dem Maximum in der 3. Gruppe deutlich (Figur 7); die beiden Messungen im E. Tabiriou mit dem Maximum in der 5. Gruppe zeigen dagegen diese Tendenz nicht.

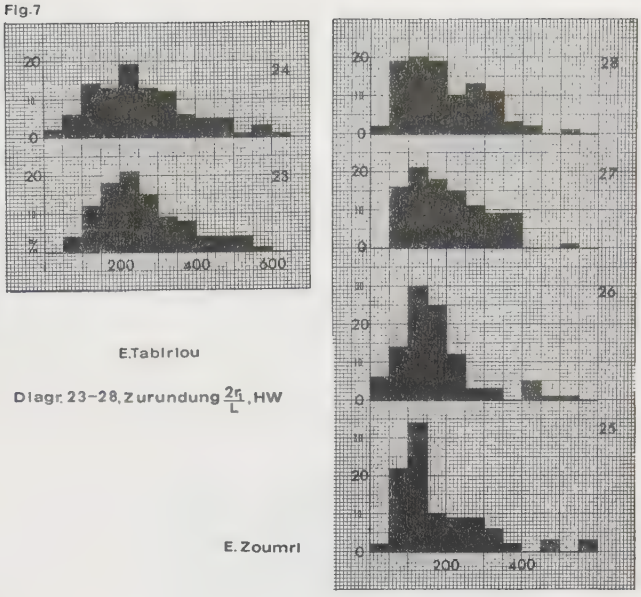
Die Gesamtzahl der Zurundungsdiagramme einer Terrassenakkumulation wurde gemittelt (Figur 8). Nur das unterste Diagramm A, das aus dem Schotterkörper unter den Aschen- und Tufflagen bei Ouanofo stammt, geht auf eine einzige Probe von 100 Schottern zurück. Bei der Mittelung der Diagramme der MT-Akkumulation wurde die Probe 18 ausgeschlossen, da sie von der Basis der MT-Akkumulation stammt, während alle anderen MT-Proben aus der den feinen Sedimenten der MT-Akkumulation aufliegenden Schotterdecke entnommen wurden (vgl. Figur 5). Die Zurundung zeigt eine deutliche Änderung von einer Akkumulation zur nächsten: das

Fig.8



Zurundung $\frac{2r}{L}$ mittl. Diagr.

Fig.7



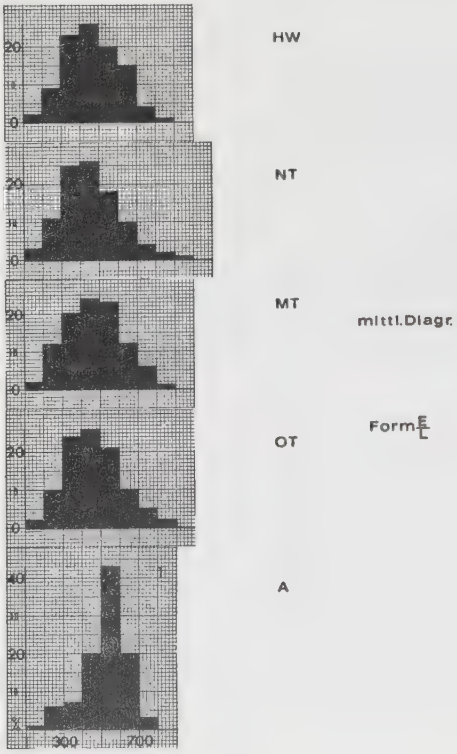
E. Tabiriou

Diagr. 23–28, Zurundung $\frac{2r}{L}$, HW

E. Zoumri

Maximum wandert von der 2. Gruppe (A) zur 3. (OT), 5. (MT), zurück zur 4. (NT) und schließlich wieder zur 3. (HW). Die Zurundung der Schotter nimmt bis zur MT-Akkumulation zu und zum Hochwasserbett wieder ab. Die Breite der geschlossenen Diagramme wächst sogar bis zur NT-Akkumulation und geht erst danach zurück: von 450 (A) auf 550 (OT), 600 (MT), 700 (NT) und wieder auf 600 (HW). Die NT-Akkumulation enthält die größte Anzahl gut gerundeter Schotter, nämlich von der 5. Gruppe ab insgesamt 37 %, die MT-Akkumulation dagegen in den entsprechenden Gruppen zusammen nur 30 %.

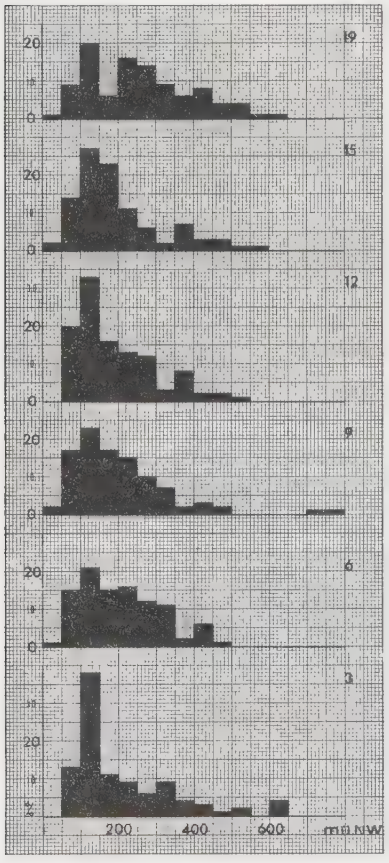
Fig.9



mittl. Diagr. Form $\frac{E}{L}$

Die Unterschiede der Schotterform in den verschiedenen Akkumulationen sind gering: das starke Maximum in der 5. Gruppe (A) geht auf die 4. Gruppe (OT) über und bleibt bis zum Hochwasserbett in dieser Gruppe; die Plattheit der Schotter nimmt zunächst stark zu und ändert sich dann kaum noch. Bei OT, NT und HW reicht das Maximum bis 26 %, bei MT bis 24 % (Figur 9). Der Prozentsatz aller Säulen unterhalb des Maximums steigt von 36 % (OT) auf 39 % (NT), oberhalb des Maximums fällt der Prozentsatz entsprechend um 3 %; die Zunahme der Plattheit von OT nach NT ist gering. Zum Hochwasserbett nimmt der Prozentsatz unterhalb des Maximums um 5 % ab, oberhalb entsprechend um 5 % zu; es ist eine geringe Abnahme der Plattheit zum Hochwasserbett zu beobachten.

Fig.10



Diagr. 7–12

Zurundung $\frac{2r_1}{L}$

Vertikalprofil OT

Besonders geeignet für die Entnahme von Proben in der Vertikalen sind die größere Mächtigkeit erreichenden MT- und OT-Akkumulationen. Das für die OT-Akkumulation typische Maximum der Zurundung in der 3. Gruppe bleibt in der Vertikalen durchgehend erhalten (Figur 10). 1 m unter der Oberfläche der Terrasse ist das Maximum schwächer ausgeprägt als im OT-Körper selber; damit ist eine erhebliche Zunahme der Diagrammbreite und daher auch des Anteils gut gerundeter Schotter in den oberflächennahen Horizonten verbunden. Der Unterschied zwischen der Schotterrundung an der Basis der MT-Akkumulation und ihren oberen Horizonten wurde bereits beschrieben (Figur 5).

b) Darstellung in Mittelwerten und Streuungsbändern

Um zu zeigen, daß die beschriebenen Unterschiede der Zurundungs- und Formwerte nicht zufällig sind, wurden die arithmetischen Mittelwerte und ihre Streuungsbänder berechnet (Tabelle 2, S. 41).

Aus den Zurundungs- und Formwerten von je 100 Schottern einer Probe wird das arithmetische Mittel und die Standardabweichung s der Einzelwerte einer Probe um diesen Mittelwert bestimmt nach der Formel (A. LINDER, 1960):

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2};$$

dabei sind xi = Einzelwerte, $\bar{x}$ = arithmetische Mittel, n = die Anzahl der Einzelwerte. Die absoluten Beträge aller Abweichungen der Einzelwerte vom Mittelwert werden summiert und durch die Zahl der Freiheitsgrade, der voneinander unabhängigen Abweichungen, dividiert.

Empirisch und theoretisch hat sich gezeigt, daß die mittlere Abweichung a der Stichprobenmittel vom wahren Mittelwert der Gesamtmasse nicht einfach proportional mit dem Umfang n, sondern mit der Wurzel aus n abnimmt und der Standardabweichung proportional ist (E. WEBER, 1948):

$$a = \frac{s}{\sqrt{n}}.$$

Um zu erkennen, ob der Unterschied zweier Mittelwerte signifikant ist, wird die Streuung der Mittelwertsdifferenz berechnet. Die mittleren Abweichungen zweier miteinander zu vergleichender Mittelwerte sind:

$$m_1 = \frac{s_1}{\sqrt{n_1}}, \qquad m_2 = \frac{s_2}{\sqrt{n_2}}.$$

Die Streuung der Mittelwertsdifferenz m beträgt dann:

$$m = \sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}};$$

Unter der Voraussetzung, daß die Mittelwerte sich in ihren Standardabweichungen nicht wesentlich unterscheiden und die beiden zu vergleichenden Proben die gleiche Anzahl n an Einzelwerten aufweisen, gilt:

$$m = \sqrt{\frac{2s^2}{n}} = s\sqrt{\frac{2}{n}}.$$

Die Differenz der beiden Durchschnittswerte wird mit dem t-Test geprüft. Für eine bestimmte Wahrscheinlichkeit und Anzahl n an Einzelwerten ergibt sich ein bestimmter Faktor t; für den Unterschied zweier Durchschnittswerte gilt dann:

$$m = t \cdot s\sqrt{\frac{2}{n}};$$

Für eine Wahrscheinlichkeit von 95 % und n = 100 ergibt sich für t = 1,984 und für

$$m = \frac{2{,}8 \cdot s}{\sqrt{n}}$$

(nach A. LINDER, 1960, S. 465, Tafel III); m gibt direkt

die Breite des Streuungsbandes vom Mittelwert aus nach oben und unten an. Innerhalb dieses Bereiches liegen bei einer Normalverteilung 95 % aller Varianten. Ist die Änderung von einem Mittelwert zum nächsten größer als die Breite des Streuungsbandes, dann ist diese Änderung signifikant. Dazu wurden mit dem t-Verfahren die t-Werte für je zwei miteinander zu vergleichende Mittelwerte (zwischen zwei einzelnen Proben oder zwischen den gemittelten Mittelwerten der insgesamt miteinander zu vergleichenden Akkumulationen) nach der Formel berechnet (H. J. BELITZ,1960):

$$t_{mf} = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{s_D};$$

dabei ist

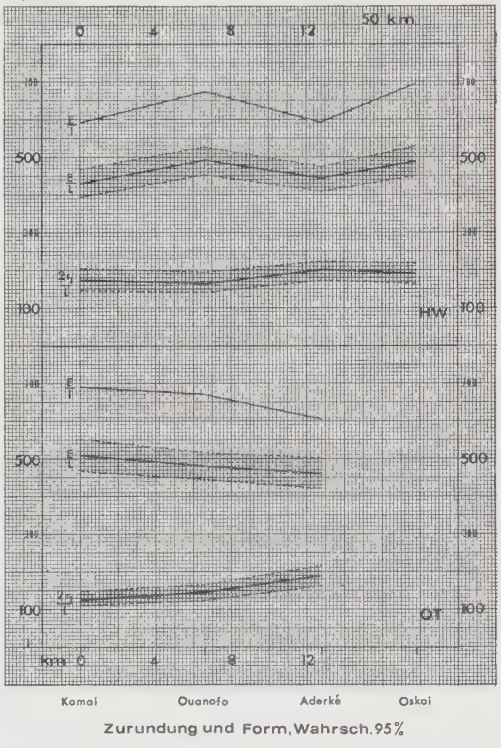
$$s_D = \pm \sqrt{\frac{S(x_1 - \bar{x}_1)^2 + S(x_2 - \bar{x}_2)^2}{n_1 + n_2 - 2}\left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right)}$$

In den Formeln bedeutet: mf: die Anzahl der Freiheitsgrade; x_1, x_2: die zu den beiden zu vergleichenden Reihen gehörenden Mittelwerte; $\bar{x}_1$, $\bar{x}_2$: die zu diesen Reihen gehörenden Mittelwerte; n_1, n_2: die Anzahl der Meßwerte der beiden Reihen; s_D: die Standardabweichung der beiden Meßreihen.

Nach den errechneten t-Werten werden die ihnen zugehörigen Wahrscheinlichkeitswerte P nach der t-Tafel (H. J. BELITZ, 1960, S. 100) bestimmt. Für die P-Werte gilt: >0,05: die Differenz zwischen beiden Reihen ist zufallsbedingt, 0,05-0,01: die Zugehörigkeit beider Meßreihen zu derselben Grundgesamtheit ist zweifelhaft, 0,01-0,0027: die Differenz zwischen beiden Meßreihen ist statistisch einigermaßen gesichert, <0,0027: die Differenz zwischen beiden Meßreihen ist statistisch gut gesichert (entspricht einem t-Wert, der größer als 3 ist, Tab. 2, S. 41).

Die Änderungen der Mittelwerte der NT- und MT-Akkumulation liegen innerhalb der Streuungsbänder und sind daher nicht wiedergegeben; stärkere Änderungen sind dagegen für die OT-Akkumulation und das Hochwasserbett zwischen Kamai und Aderké festzustellen (Figur 11). Die durchgezogenen Linien verbinden die arithmetischen Mittelwerte, die Bänder sind die Streuungsbereiche. Die Formkurven E/L und E/l laufen gleichsinnig und den Zurundungskurven $2r_1/L$ entgegengesetzt. Diese Gesetzmäßigkeiten konnten bei allen mit 95 % Wahrscheinlichkeit und auch bei dem überwiegenden Teil der mit einer geringeren Wahrscheinlichkeit gesicherten Änderungen beobachtet werden. Die beiden Indizes E/L und E/l unterscheiden sich durch einen bestimmten Faktor; sie stehen in einem festen Verhältnis ebenso wie Länge und Breite der Schotter, denn aus E/L: E/l ergibt sich l/L. Es reicht daher aus, einen der beiden Indizes zu berechnen (vgl. M. BLENK, 1960). Zwischen Kamai und Ouanofo steigt die Zurundungskurve bei OT nur wenig an — bei HW bleibt sie fast in der gleichen Höhe. Erst nach dem Eintritt in das Becken zwischen Oré und Aderké wächst die Zurundung stärker; damit ist eine Zunahme der Plattheit verbunden. In der Engtalstrecke von Oskoi nimmt die Plattheit bei HW erheblich ab. Die t-Werte der OT-Proben Kamai/Ouanofo mit 1,6 und Ouanofo/Aderké mit 2,7 für $2r_1/L$ sind relativ klein; nur die Differenz zwischen den beiden letzten Meßreihen, d. h. von der Engtalstrecke bei Ouanofo in das Becken von Aderké, ist statistisch einigermaßen gesichert. Gut gesichert ist dagegen die Differenz der Werte zwischen Kamai und Aderké mit einem t-Wert von 4,3 (vgl. Tabelle 2). Für HW wurde zwischen Ouanofo und Aderké ein t-Wert von 2,4 berechnet; der diesem Wert entsprechende P-Wert von 0,016 weist darauf hin, daß die Zugehörigkeit beider Meßreihen zu derselben Grundgesamtheit zweifelhaft ist (H. J. BELITZ, 1960). Für HW ist wie bei OT eine relativ deutliche Zunahme der Zurundung zum Becken von Aderké zu beobachten. Statistisch gut gesichert sind für HW die Änderungen der Schotterform (E/L) zwischen Kamai, Ouanofo, Aderké und Oskoi mit t-Werten von 3,4, 3,8 und 3,4 und P-Werten kleiner als 0,0027. Zum Becken von Aderké nimmt bei HW die Plattheit der Schotter deutlich zu; für OT dagegen ist die Zunahme der Plattheit zwischen Kamai und Aderké mit einem t-Wert von 2,4 nicht so gut gesichert.

Fig. 11

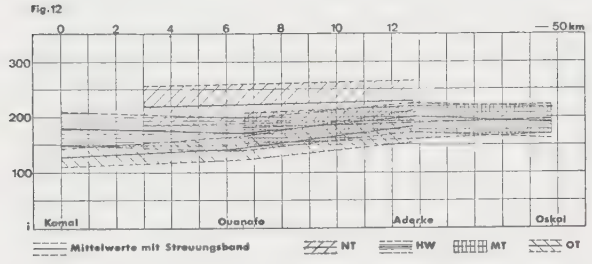


Zurundung und Form, Wahrsch. 95%

Trägt man alle Zurundungs-Mittelwerte der Proben aus dem E. Zoumri mit ihren Streuungsbändern ein, läßt sich ihre Überdeckung ablesen (Figur 12); die Bänder MT und HW nehmen eine mittlere Lage, OT eine untere mit niedrigen und NT eine obere Lage mit hohen Zurundungswerten ein. Das obere und untere Band überschneiden sich nur im Gebiet von Aderké ein wenig, sind daher im übrigen Bereich mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % voneinander getrennt; die Bänder MT und HW liegen fast übereinander und greifen randlich

in die Streuungsbereiche von NT und OT hinein. Außer zwischen OT und NT ist es nicht möglich, die gemittelten Zurundungswerte der Schotterproben, die aus verschiedenen Terrassenakkumulationen stammen, gegeneinander abzugrenzen.

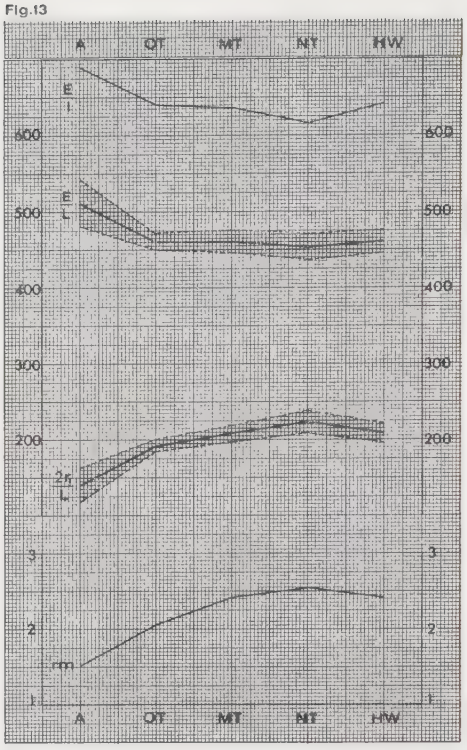
Fig.12



E.Zoumri, Zurundung $\frac{2r_i}{L}$, Mittelwerte

Um die Streuungsbereiche durch eine erhöhte Anzahl n an Einzelwerten einzuengen, wurden die arithmetischen Mittel je einer Akkumulation ihrerseits gemittelt und die errechneten Werte in die entsprechende chronologische Abfolge gebracht (Figur 13); das Ergebnis ist dem der gemittelten Säulendiagramme gut vergleichbar. Die Mittelwerte der Akkumulationen sind in gleichmäßigen, schematisch gewählten Abständen angeordnet; aus einem steileren oder flacheren Anstieg der Kurven kann daher nicht auf einen schnelleren oder langsameren Zurundungsprozeß geschlossen werden. Den beiden in ihrem Verlauf übereinstimmenden Zurundungskurven $2r_i/L$ und rm, der kleinsten Zurundung der Schotter überhaupt, laufen die beiden Formkurven entgegengesetzt; mit einer Zunahme der Zurundung ist eine Zunahme der Plattheit verbunden. Die Zurundung wächst von A nach NT, die Abnahme von NT nach HW liegt am Rande des Streuungsbandes. Im Unterschied zu den gemittelten Säulendiagrammen liegt das Maximum der Zurundung bei NT. Dem Verhalten der gemittelten Säulendiagramme (Figur 9) entsprechend verlaufen die Formkurven: eine starke Zunahme der Plattheit von A nach OT und danach keine wesentliche Änderung mehr. Die Differenzen zwischen den Meßreihen der verschiedenen Akkumulationen für die Zurundung $2r_i/L$ sind bis auf MT/NT mit t-Werten 4,0 (A/OT), 3,4 (OT/MT), 3,4 (NT/HW) statistisch gut gesichert, die entsprechenden P-Werte liegen unter 0,0027 (vgl. Tabelle 2). Für die Differenz zwischen den beiden Meßreihen MT/NT mit einem t-Wert von 2,4 gilt dagegen nur, daß die Zugehörigkeit beider Meßreihen zu derselben Grundgesamtheit zweifelhaft ist. Die Änderung der Schotterform von A nach OT mit einem t-Wert von 3,5 ist statistisch gut gesichert.

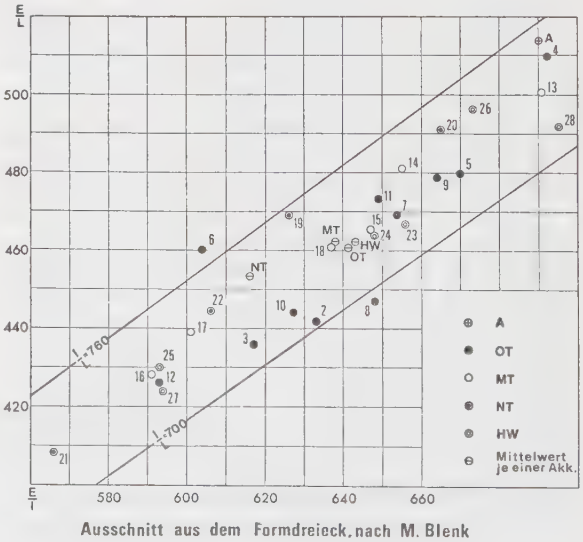
Die beiden Formindizes lassen sich im Formdreieck kombinieren (nach M. BLENK, 1960). Figur 14 gibt einen kleinen Auschnitt aus dem Dreieck wieder; darin liegen alle Mittelwerte der Schotterproben. Der Schlankheitsindex errechnet sich im Formdreieck aus tg α = E/L:E/l = l/L; alle Proben mit Ausnahme von zwei OT-Werten liegen in einem Bereich zwischen l/L = 700 und l/L = 760, in einem schmalen Sektor des Dreiecks (alle Werte sind mit 1000 multipliziert, um Kommastellen zu vermeiFig.13



Schotteranal., Mittelw. der Akk., 95% Wahrsch.

den); Länge und Breite der Schotter stehen in einem relativ festen Verhältnis. Im rechten oberen Bereich des Ausschnitts sammeln sich die zu einer geringen, im linken unteren Bereich die zu einer stärkeren Plattheit neigenden Proben. Die Plattheit ist bei A am geringsten, nimmt nach OT stark zu, erreicht bei NT ihr Maximum und ist bei HW wieder kleiner. In den Einzelproben zeigen OT und MT eine Zunahme der Plattheit flußab (2-3, 4-5-6, 13-14, 15-16) bzw. zu den Schottern in den oberen Horizonten (7-12, 18-17). Bei NT und HW ist keine deutliche Tendenz abzulesen.

Fig.14

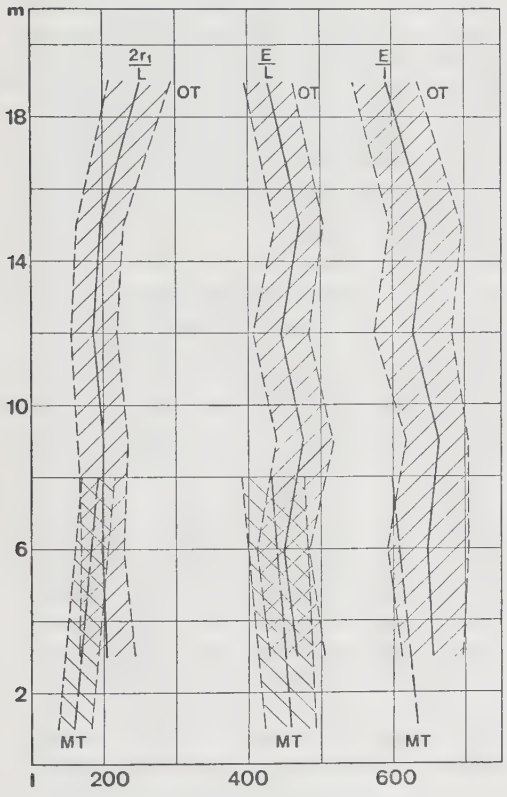


Ausschnitt aus dem Formdreieck, nach M. Blenk

Die Vertikalprofile der OT- und MT-Akkumulationen lassen in ihren Mittelwerten ein gesichertes Anwachsen der Zurundung nur in den oberen Horizonten erkennen (Figur 15); es ist mit einer erheblichen Zunahme der Plattheit, zumindest bei der OT-Akkumulation, verbunden. Innerhalb des OT-Körpers bleiben die Änderungen bei $2r_1/L$, E/L und E/l gering.

Das Anwachsen der Zurundung in der OT-Akkumulation zwischen 15 und 19 m über NW mit einem t-Wert von 3,0 ist statistisch gut, die wachsende Plattheit der Schotter in den oberen Horizonten mit t-Werten von 2,4 (E/L) und 2,3 (E/l) weniger gut gesichert. Die Änderung der Zurundung bei MT ist mit einem t-Wert von 2,8 statistisch einigermaßen gesichert; die Änderung der Form kann zufallsbedingt sein (t = 1,3).

Fig.15

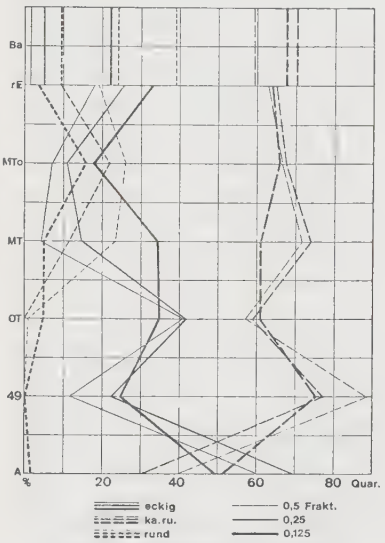


Vertikalprofile

3. Vergleichende morphoskopische Zurundungsanalysen von Sandkörnern

Die Zurundungskurven der Schotter werden durch die Kurven für die drei Sandfraktionen 0,5, 0,25 und 0,125 bestätigt (Figur 16). Je Fraktion wurden rund 200 Quarzkörner ausgezählt, bei drei Fraktionen je Probe ergibt das 600 Körner. Die gemittelten Prozentanteile für die MT-Akkumulation, ihre oberen sandigen Horizonte (MTo) und das rezente Enneri (rE) gehen zusammen auf über 40 Proben, eine Analyse von über 20 000 Sandkörnern zurück; für die Werte von OT und A lag jeweils nur eine Probe vor. Unterschieden sind drei Klassen: eckige, kantengerundete und runde Körner. Zum Vergleich sind im oberen Diagrammabschnitt die Anteile des anstehenden Bardaisandsteins (Ba) an den verschiedenen Kornformen aufgetragen.

Fig.16



Zurundung, Mittelwert der Akkumulation

Schließt man die einzelne Probe 49 aus der Betrachtung aus — sie stammt aus der Akkumulation unter dem Ignimbrit im Süden von Ouanofo —, dann nimmt der Prozentanteil der eckigen Körner von A über OT, MT bis MTo ab und erst zum rezenten Enneri wieder zu; umgekehrt verhalten sich die Kurven für die runden Körner: Zunahme bis MTo und dann Abnahme nach rE. Der Anteil der kantengerundeten Körner steigt bis MT an und danach leicht ab. Jeweils drei Kurven einer Zurundungsklasse laufen insgesamt gesehen, parallel und zeigen die gleichen zu- und abnehmenden Tendenzen; die fluviatile Formung bearbeitet auch noch die Körner der Fraktion 0,125. Die Schwankungen sind in diesem Fraktionsbereich ausgeglichener; die Maxima und Minima sind nicht so ausgeprägt wie in den anderen beiden Fraktionen. Die Zu- und Abnahme der Prozentanteile der Quarzkörner läßt sich statistisch nach folgender Formel sichern (H. J. BELITZ, 1960):

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{s_D}$$

dabei ist:

$$s_D = \pm \sqrt{m_1^2 + m_2^2}$$

$$m_1^2 = \frac{p_1(100 - p_1)}{n_1} \qquad m_2^2 = \frac{p_2(100 - p_2)}{n_2}$$

In den Formeln bedeutet: t: der t-Wert der zwei miteinander zu vergleichen Häufigkeiten; m_1, m_2: die mittleren Abweichungen der zu vergleichenden Häufigkeiten; p_1, p_2: die miteinander zu vergleichenden Häufigkeiten; n_1, n_2: der jeweilige Umfang der beiden Ereignisreihen; $\bar{x}_1$-$\bar{x}_2$: Differenz der beiden Häufigkeiten; s_D: Fehler der Differenz der zu vergleichenden Häufigkeiten.

Für die Prozentanteile der eckigen Quarzkörner wurden die t-Werte berechnet (Tab. 3, S. 42). Die Abnahme des

Prozentanteils an eckigen Körnern von A nach OT ist für die 0,25-Fraktion gut, für die beiden anderen Fraktionen weniger gut gesichert. Von OT nach MT zeigt die 0,125-Fraktion keine Differenz, dagegen zeigen aber die 0,25- und 0,5-Fraktion mit t-Werten von 5,8 und 7,3 hochsignifikante Unterschiede. Die weitere Abnahme des Prozentanteils der eckigen Körner von MT nach MTo ist für die 0,125- und 0,5-Fraktion mit t-Werten von 11,9 und 4,6 gut, für die 0,25-Fraktion mit einem t-Wert von 2,6 einigermaßen gesichert. Die erneute Zunahme des Prozentanteils der eckigen Körner nach rE ist in allen drei Fraktionen hoch signifikant (zur Bestimmung der Wahrscheinlichkeit P aus den t-Werten und der diesen P-Werten entsprechenden statistischen Sicherung vgl. Abschnitt 2. b, S. 22 ff.).

Die Berechnung der Wahrscheinlichkeit P nach dem Chi-Quadratverfahren ergibt für OT/A in der 0,25-Fraktion einen Wert von $< 0{,}0001$ und für MTo/rE in der 0,125-Fraktion einen Wert von $<10^{-10}$. Diese Werte zeigen eine ausgesprochen gute Signifikanz der Differenzen und sind mit den aus den entsprechenden t-Werten gewonnenen P-Werten gut vergleichbar.

Wie im Sandstein hat auch hier bei den runden Körnern die Fraktion 0,125 (MT, MTo, rE) den kleinsten Prozentanteil; darüber folgen die Kurven der Fraktionen 0,25 und 0,5. Bei den eckigen Körnern ist es umgekehrt: die Fraktion 0,125 hat den größten Anteil (MT, MTo, rE); darunter liegen die Kurven für die Fraktionen 0,25 und 0,5 (wie bei dem Sandstein). Der Prozentanteil an eckigen Körnern ist im Sandstein erheblich kleiner, an runden Körnern größer als in den fluviatilen Akkumulationen; dagegen ist sein Anteil an kantengerundeten Körnern mit dem Anteil von OT, MT, MTo und rE vergleichbar. Die Entnahmestellen der Proben für MT, MTo und rE liegen in der Nähe des anstehenden Sandsteins (Lage der Proben in der Karte des E. Zoumri mit Nebenflüssen), die Proben für Ba stammen aus dem Sandstein in diesem Bereich, die Probe für OT aus dem E. Tabiriou.

Um subjektive Einflüsse bei der Zuordnung der Körner zu den drei Klassen möglichst gering zu halten, wird die Einteilung nach G. MULLER, 1964, Abb. 36, S. 108, vorgenommen (Rundungsgrad nach RUSSEL-TAYLOR-PETTIJOHN): Körner mit Umrissen der oberen Reihe werden mit eckig, der beiden mittleren mit kantengerundet und der beiden unteren mit rund bezeichnet. Die Analysen der Kornform und der Kornoberfläche werden unabhängig voneinander ausgewertet. Zwar überwiegen mattierte Körner, aber es kommen auch Körner mit mattierten Flächen und glänzenden Kanten oder glänzende Körner mit einzelnen mattierten Flächen oder mattierte Körner mit kleinen glänzenden Flächen vor. In den fluviatilen Akkumulationen finden sich alle Übergänge von mattierten, überwiegend kantengerundeten und runden Körnern bis zu einzelnen glänzenden, runden Quarzkörnern. Von der Oberflächenbearbeitung der Körner her läßt sich keine Aussage über ihren äolischen oder fluviatilen Transport machen. Der Anteil goldgelb bis rötlichgelb gefärbter, äolisch transportierter Körner (H.-J. PACHUR, 1966) ist gering. In den fluviatilen Akkumulationen steigt er immer zu der kleinsten untersuchten Fraktion 0,125, also dem vom Wind am leichtesten zu transportierenden Material, an; dagegen ist der Anteil dieser Körner im Sandstein in der Fraktion 0,25 am größten. Die verschiedenen Akkumulationen zeigen keinen wesentlichen Unterschied in ihrem Anteil an gelblichen Körnern; es erscheint unwahrscheinlich, daß der erhöhte Prozentsatz an runden Körnern bei MT und MTo durch das Einwehen von Sand verursacht wurde.

Die Analysen liefern folgende Ergebnisse:

1. Die Zurundung der Basaltschotter und der Quarzkörner wächst bis NT bzw. MTo und nimmt nach HW wieder ab. Die Zurundungstendenzen zeigen eine auffällige Parallelität. Die Frage, ob die wachsende Zurundung dadurch erreicht wird, daß das gleiche Material unter dem Einfluß der fluviatilen Formung eine Akkumulation nach der anderen durchläuft, oder ob sich in den unterschiedlichen Zurundungswerten bestimmte Verwitterungs- und damit klimatische Bedingungen widerspiegeln, kann nach dem vorliegenden Untersuchungsmaterial nicht beantwortet werden.

2. Verschieden alte Akkumulationen lassen sich hinsichtlich der Zurundung (teilweise auch der Form) ihrer Schotter voneinander trennen. Bei dem Eintritt der Gerölle in den Kreislauf der Akkumulationen ist die Änderung von Zurundung und Form stark, klingt dann ab und kann sogar wieder rückläufig werden.

3. Nach dem Eintritt in die Becken des Zoumrigebietes scheinen Zurundung und Plattheit der Schotter zuzunehmen.

4. Unterschiede in der Zurundung und Form zeigen die Schotter der OT- und MT-Akkumulation in der Vertikalen: platte und sehr gut gerundete Schotter in den aufliegenden und die Akkumulation nach oben abschließenden Deckschichten, eckige und weniger platte Schotter innerhalb der Akkumulation. Schwankungen der Zurundung und Form der Schotter innerhalb der OT-Akkumulation sind nicht gesichert. Verschiedene Beobachtungen sprechen dafür, daß die Deckenschotter der OT-Akkumulation erheblich größer sind als die der MT-Akkumulation. Analysen der Größenverhältnisse und der Sandsteinschotter im westlichen Zoumrigebiet im Vergleich zu den Ergebnissen aus den Schotteranalysen der Basalte könnten sich anschließen. Unter semiaridem Klima wurden Mittelwerte der Zurundung mit Indizes zwischen 60 und 270 gemessen (A. CAILLEUX, J. TRICART, 1963, S. 281); im Hochwasserbett des rezenten Zoumri und des E. Tabiriou schwanken die Mittelwerte in einem Bereich zwischen 160 und 260 (Tabelle 3). Im ersten Fall handelt es sich um kompaktes vulkanisches Gestein, im zweiten um Basalte mit einer dichten Struktur.

D. ANALYSEN ZUM AUFBAU DER VERSCHIEDENEN TERRASSENAKKUMULATIONEN

1. Siebanalysen

Die Schotteranalysen sind zwar geeignet, einzelne Terrassenakkumulationen voneinander zu trennen, können aber wenig zur Frage nach ihren Bildungsbedingungen beitragen, da sich die verschiedenen, auf die Schotterrundung einwirkenden Faktoren, wie z. B. der mechanische Abrieb durch den fluviatilen Transport oder bestimmte Verwitterungsbedingungen, nicht unterscheiden lassen; daher wurde eine Reihe von Sieb- und morphoskopischen Sandanalysen im Querprofil der MT-Akkumulation und des rezenten Enneris durchgeführt[4].

Die Entnahmestellen der Proben liegen östlich von Bardai, nicht weit vom anstehenden Sandstein entfernt (vgl. Karte des E. Zoumri mit Nebenflüssen). Mit rE sind Proben aus dem Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbett, mit MT zwei Profile durch Teile der MT-Akkumulation in ihrer Lage gekennzeichnet. Folgende sieben Fraktionen wurden ausgesiebt: >2, 1, 0,5, 0,25, 0,125, 0,063 und kleiner als 0,063 mm; danach wurden die Prozentanteile der einzelnen Fraktionen am Gesamtgewicht der Probe berechnet.

Fig.17

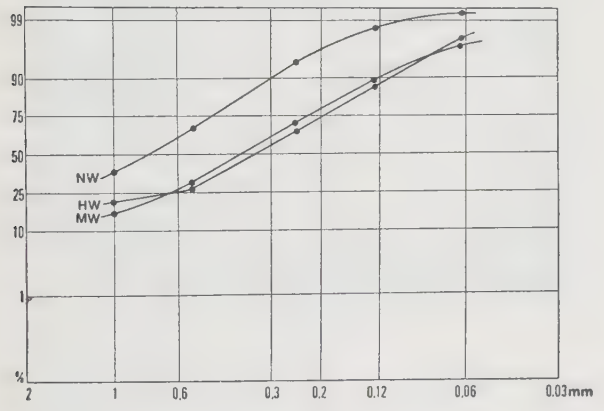
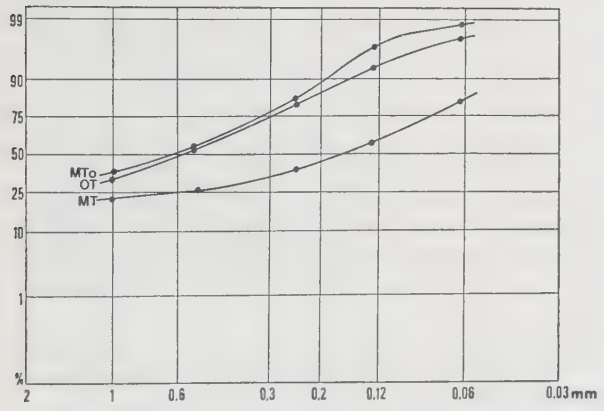


Fig.18



4 Für die Überlassung des Probenmaterials zu diesen Untersuchungen bin ich Herrn Dr. P. ERGENZINGER zu Dank verpflichtet.

Für die verschiedenen Akkumulationen wurden die Summenkurven der gemittelten Prozentanteile in Wahrscheinlichkeitspapier eingetragen (nach K.-H. SINDOWSKI, 1958; Figuren 17 und 18). Auf der Vertikalen sind die Gewichts-Prozentanteile der einzelnen Fraktionen, auf der Horizontalen ihre Korngrößen aufgetragen. Die Summenkurve verbindet alle Punkte, die sich für die ausgesiebten Fraktionen aus den jeweils entsprechenden Gewichts-Prozentanteilen ergeben; dabei werden in der Darstellung zu dem Gewichts-Prozentanteil jeder Fraktion die Anteile der vorangehenden größeren Fraktionen addiert. Werte unter 0,063 und über 1 mm fehlen in den Darstellungen, da die kleinste und größte Fraktion bei der Siebung nicht weiter untergliedert wurden. Aus den Summenkurven lassen sich der Medianwert, d. h. der Schnittpunkt der 50 %-Linie mit den logarithmischen Summenlinien, und der Sortierungsgrad ablesen. Je steiler eine Summenkurve ansteigt, ein um so engeres Spektrum an Korngrößen umfaßt sie, und um so besser ist daher die Sortierung. Flußsande mit einer konkav- (im unteren Abschnitt) konvexen (im oberen Abschnitt) Kurve zeigen eine sehr schlechte Sortierung; für Ablagerungen periodischer Wüstenflüsse sind sehr flache, fast gerade Kurven mit einem Anstiegswinkel von 10° bis 20° charakteristisch (K.-H. SINDOWSKI, 1958).

Die abgebildeten Kurven haben zum überwiegenden Teil einen konkav-konvexen Verlauf; er ist nur schwach ausgeprägt. In Figur 17 nimmt die Kurve NW die höchste Lage ein; das Niedrigwasserbett hat den größten Anteil an grobem und den kleinsten Anteil an feinem Material. Die Kurven HW und MW liegen dicht beieinander, im breiten mittleren Abschnitt liegt HW unterhalb von MW. Die drei Kurven steigen flach mit 20° bis 30° an und erfassen ein weites Korngrößenspektrum. NW hat einen Medianwert um 0,8, MW um 0,4 und HW um 0,35; mögliche Ursachen für diese Erscheinung werden bei der Behandlung der einzelnen Proben in den Vertikalprofilen beschrieben.

Noch flachere Anstiegswinkel zwischen 10° und 30° erreichen die drei Kurven in Figur 18. Die Kurve MT ist mit einem Medianwert um 0,16 am weitesten nach rechts verschoben und hat den flachsten Anstieg. In der MT-Akkumulation mit dem größten Anteil an Feinmaterial kommen gröbere sandige Horizonte vor; sie gehen bei der Mittelung der entsprechenden Prozentanteile im Vertikalprofil in die Summenkurve ein. In Einzellagen der MT-Akkumulation ist die Sortierung besser (vgl. die Figuren 19 und 20). Einzellagen und Durchschnittsproben können im Verlauf ihrer Summenkurven erheblich voneinander abweichen; die Technik der Probenentnahme — das Erfassen nur einer oder mehrerer Lagen des Sediments — beeinflußt den in der Summenlinie dargestellten Medianwert und Sortierungsgrad (E. WALGER, 1961). Die Kurven OT und MTo mit Medianwerten um 0,6 laufen bis auf den oberen Abschnitt

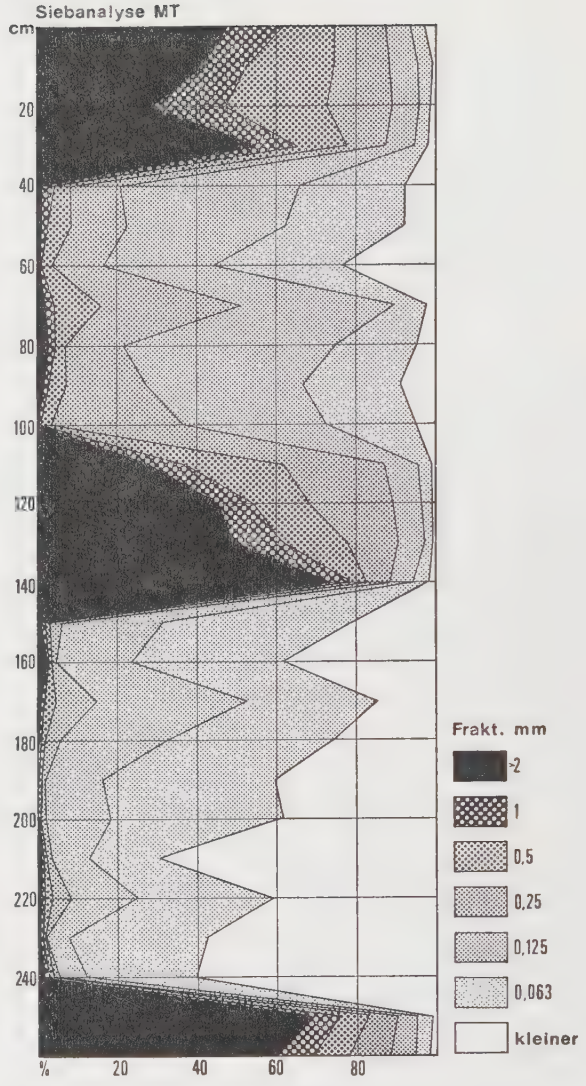
mit einem größeren Anteil der OT-Akkumulation an Feinmaterial dicht nebeneinander (die Werte für die OT-Akkumulation gehen auf nur eine Probe zurück). Die Korngrößenverteilungen der verschiedenen Akkumulationen können stark voneinander abweichen (MT im Vergleich zu OT und MTo) oder einen ähnlichen Kurvenverlauf haben (NW, MTo, OT).

Nach der Behandlung der Durchschnittsproben der verschiedenen Akkumulationen wird die Korngrößenverteilung der Einzelproben in Vertikalprofilen dargestellt. In den Diagrammen folgen von links nach rechts die ausgesiebten Fraktionen in sieben Bändern aufeinander: im äußersten linken Band die Fraktion 2 (Korngrößen: >2 mm), dann die Fraktionen 1 (Korngrößen 1 bis 2 mm); 0,5 (Korngrößen: 0,5-1 mm); 0,25 (Korngrößen: 0,25-0,5 mm); 0,125 (Korngrößen: 0,125-0,25 mm); 0,063 (Korngrößen: 0,063-0,125 mm) und im äußersten rechten Band die Fraktion <0,063 mm. Die Bandbreiten spiegeln die Prozentanteile der Fraktionen an dem gesamten Material in einer bestimmten Tiefe wieder. Es wird die Zu- und Abnahme der Bandbreiten in der Vertikalen betrachtet. Einen Ausschnitt aus der MT-Akkumulation östlich von Bardai, am Nordufer des Zoumri, zeigt Figur 19.

Von 0 cm bis 260 cm Tiefe — der Probenabstand beträgt immer 10 cm — werden zwei lange Feinmaterialphasen von einer kurzen Grobmaterialphase unterbrochen und nach oben und unten von grobem Material begrenzt. Die untere Feinmaterialphase setzt abrupt ein und wird durch eine doppelte schwache Zunahme der groben Fraktionen gegliedert; 10 cm höher folgen jeweils die Maxima der beiden kleinsten Fraktionen. Die mittlere Grobmaterialphase ist scharf von der darunter liegenden Feinmaterialphase getrennt; der Übergang zu der darüber liegenden Feinmaterialphase geht dagegen allmählich über eine stärkere Beteiligung der mittleren Fraktionen vor sich. In einer Tiefe von 140 cm erreicht die Fraktion 2 ihre größte Bandbreite, bei 130 cm die Fraktion 1, bei 110 cm die Fraktion 0,5, bei 100 cm die Fraktion 0,25 und bei 90 cm die beiden kleinsten Fraktionen; die Fraktion 0,125 wächst noch bis kurz vor den Anstieg zu dem kleinen Maximum an Grobmaterial an, auf das 10 cm höher wieder ein Maximum der feinsten Fraktion folgt. Die Feinmaterialphase bricht nach oben mit dem scharfen Einsetzen des groben Materials ab. Die Grob- und die darüber folgende Feinmaterialphase bilden zusammen jeweils einen Zyklus, der wiederum durch kleinere Zyklen gegliedert wird; der obere Zyklus reicht von 150 cm bis 40 cm Tiefe, hat also eine Länge von 110 cm.

Die Fraktion 2 in 260 cm und 250 cm Tiefe besteht überwiegend aus gut abgerollten blauen Basalten, vereinzelten Kalk-Krustenstücken und aus Schuttmaterial von dem in der Nähe anstehenden Sandstein; die Fraktion 1 enthält in dieser Tiefe Holzstückchen, die 0,5-Fraktion Pflanzenreste (wahrscheinlich von Schilfblättern). In der Feinmaterialphase von 240 cm bis 150 cm setzen sich die gröberen Fraktionen in erster Linie aus leichten Bimssteinen und verbackenen Tonplättchen zusammen;

Fig.19
Siebanalyse MT

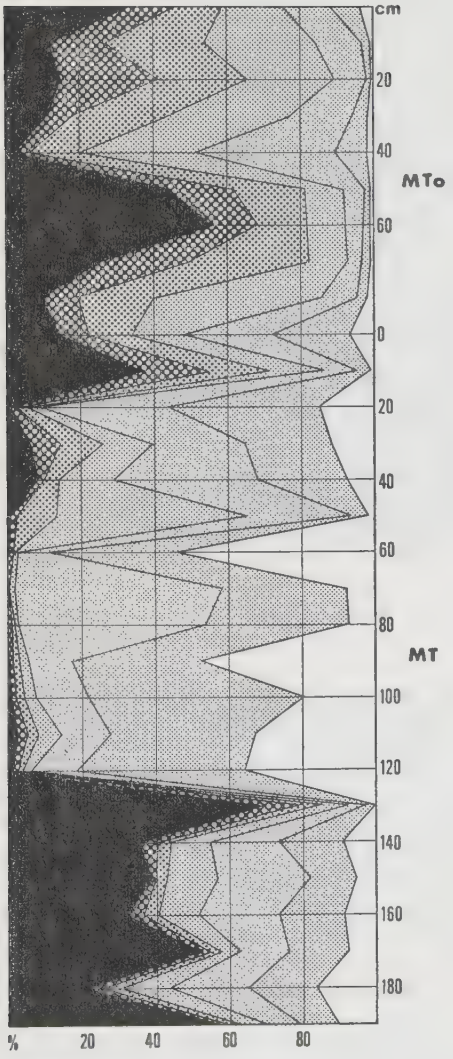


die Tonteilchen können sich auch zu gerollten, länglichen Gebilden verbinden. Bei 230 cm Tiefe kommen in der 0,25- und 0,125-Fraktion zahlreiche Glimmer, feine Nadeln und winzige Pflanzenreste vor. Glimmer sind verwitterungsempfindlich und vertragen keine mehrfache Umlagerung; ihr Auftreten weist auf eine geringe Turbulenz während der Ablagerung dieser Horizonte und auf magmatische Gesteine im Liefergebiet hin (D. HENNINGSEN, 1969). 10 cm höher steigen die gröberen Fraktionen leicht an; sie bestehen aus hellen Kiesen vom anstehenden Sandstein, der Anteil an organischem Material ist gering. Schon bei 210 cm setzen wieder Tonverbackungen mit feinen Haaren, dunklen Nadeln, kleinen Holzstückchen und zahlreichen Glimmern in der 0,25- und 0,125-Fraktion ein. Bei 160 cm und 170 cm wird die Folge noch einmal durch einen leichten Anstieg der gröberen Fraktionen unterbrochen; sie bestehen aus blasigen Tuffschottern und Pflanzenresten.

Die anschließende Grobmaterialphase setzt mit Basaltschottern von über 3 cm Durchmesser, zahlreichen Kalk-

krustenstücken, hellen Quarzkiesen und Sandsteinschutt ein; letzterer besteht aus Quarzkörnern mit einem kalkigen Bindemittel. Der Sandsteinschutt ist eckig, oft plattig; die Basaltschotter sind dagegen gut gerundet. Die folgende Feinmaterialphase von 100 cm bis 40 cm wird zwischen 80 cm und 70 cm durch ein schwaches Maximum mit feinem plattigen Verwitterungsschutt aus dem anstehenden Sandstein unterbrochen. Bei 30 cm folgen zunächst bis zu 8 cm lange Kalkkrustenstücke, darüber Basaltgerölle und Verwitterungsschutt der nächsten Grobmaterialphase ohne Kalkkrustenstücke. Pflanzenreste und Glimmer werden vor allem in den Phasen mit dem geringsten Anteil an Grobmaterial, jeweils zwischen den Maxima der gröberen Fraktionen, abgelagert.

Fig.20
Siebanalyse MTu.MTo

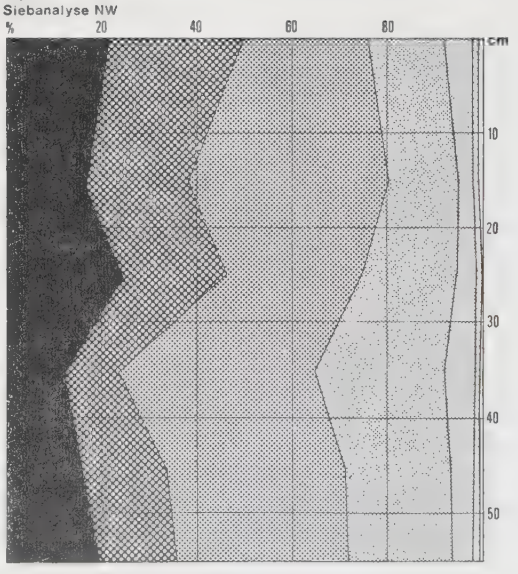


Ein Vergleichsprofil in einem nahe gelegenen Aufschluß zeigt ähnliche Verhältnisse (Figur 20). Die gröberen Fraktionen bestehen zwischen 190 cm und 140 cm fast ausschließlich aus Kalkkrustenstücken; nur in 180 cm Tiefe liegt ein kleines Maximum mit gut abgerollten Basalten; es wird erkennbar, wenn alle Kalkkrustenstücke bei der Auswertung der Siebanalysen ausgelassen werden. In diesem Fall nimmt die Fraktion 2 erst bei 140 cm erheblich zu; hier endet die untere Feinmaterial- und beginnt die Grobmaterialphase des folgenden Zyklus. Darüber liegt eine Phase mit feinem Material und Kalkkrustenstücken in den oberen Horizonten. Bei 120 cm setzt bereits die obere Feinmaterialphase mit Tonverbackungen, zahlreichen Glimmern und Pflanzenresten ein; zwischen 50 und 30 cm liegt ein sekundäres Maximum mit Basalten, Quarzkiesen und Schutt aus dem Sandstein, und zwischen 30 cm und 10 cm folgen Kalkkrustenstücke mit grobem Material aus Basalt und Sandsteinschutt darüber. Beide Profile durch Teile der MT-Akkumulation wurden auch ohne den Gewichts-Prozentanteil der Kalkkrustenstücke dargestellt; Unterschiede zu den Figuren 19 und 20 ergeben sich nur im Bereich der endenden Fein- und der beginnenden Grobmaterialphasen.

Über den langen Zyklen der MT-Akkumulation folgt in einem nahe gelegenen Aufschluß grobes Material einer 90 cm starken Deckschicht, die kürzere Zyklen erkennen läßt (Figur 20, oberer Diagrammabschnitt, MTo). In dem unteren Zyklus erreicht die Fraktion 2 ihr Maximum bei 60 cm, die Fraktionen 1 und 0,5 zeigen die größte Bandbreite bei 50 cm, die anderen Fraktionen bei 40 cm. Der folgende Zyklus setzt bei 30 cm ein — die Maxima der Fraktionen 2 und 1 liegen bei 20 cm, die der Fraktion 0,5 und 0,25 bei 10 cm — und bricht an der gegenwärtigen Akkumulationsoberfläche ab. Die Fraktion 2 besteht überwiegend aus abgerollten Basalten, stark zugerundeten Tuffgeröllen, hellen Kiesen aus dem Sandstein und eckigem Sandsteinschutt.

Die Akkumulationen im rezenten Flußbett sind aus kürzeren Zyklen aufgebaut als die MT-Akkumulation. Die Proben für das rezente Flußbett wurden östlich von

Fig.21
Siebanalyse NW



Bardai im Querprofil des Zoumri genommen (Karte des E. Zoumri mit Nebenflüssen): aus dem Niedrigwasserbett am Gleithang über das Mittel- zum Hochwasserbett am Prallhang einer Flußkrümmung. Im Vergleich zu MW und HW hat NW den größten Anteil an Grobmaterial (Figur 21).

Die Gliederung in Zyklen ist schwach angedeutet: Minima der Fraktionen 2 und 1 und Maxima der feineren Fraktionen bei 35 cm: ein Maximum der Fraktion 2 und ein Minimum der Fraktion 0,5 bei 25 cm: Minima der Fraktionen 2 und 1 und ein Maximum der Fraktion 0,5 bei 15 cm. Ein Zyklus umfaßt ungefähr 20 cm. Nach Ankerkettenmessungen (G. JANNSEN, 1969) wurden an dieser Stelle nach der Entnahme der Proben 1966 8 cm erodiert und 26 cm akkumuliert; insgesamt wuchs die Akkumulation im Niedrigwasserbett also um 18 cm. 1968 wurde an der gleichen Stelle eine Akkumulation von 15 cm gemessen; die Länge der Zyklen von 20 cm entspricht diesen Messungen relativ gut.

Fig.22
Siebanalyse MW

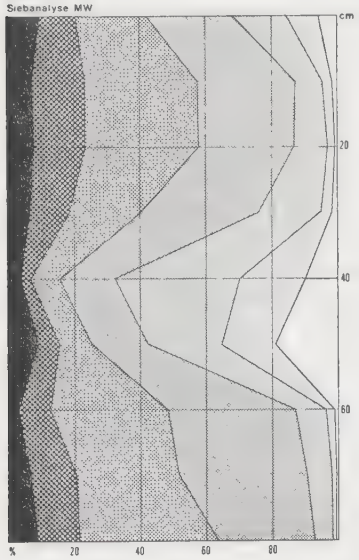
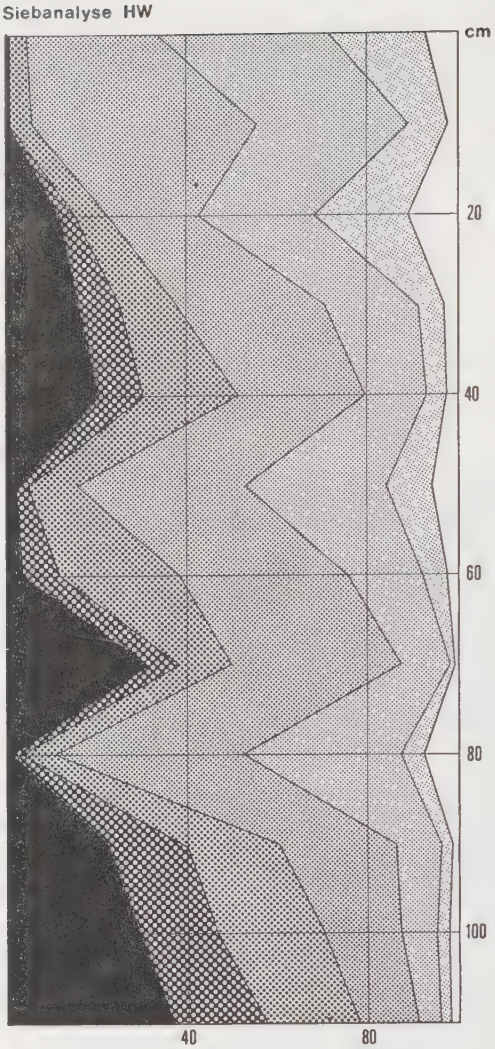


Fig.23
Siebanalyse HW



Im Mittelwasserbett (Figur 22) ist der Anteil an feinem Material größer als im Niedrigwasserbett; bei 80 cm hat die Fraktion 2 ihr Maximum, bei 70 cm die Fraktion 1, bei 60 cm die Fraktionen 0,5 und 0,25, bei 40 cm die Fraktionen 0,125 und 0,063; das flache Maximum der Fraktion 2 bei 50 cm ist durch einen hohen Anteil an gut abgerollten Tuffschottern bedingt. Zwischen 50 cm und 40 cm Tiefe und an der Oberkante der Akkumulation, d. h. jeweils am Ende eines Zyklus, ist das feine Material leicht verbacken.

Im Hochwasserbett ist eine Zunahme des Feinmaterials von unten nach oben und eine enge Abfolge der Zyklen zu beobachten (Figur 23). Der Anstieg zu den Maxima der groben Fraktionen ist, von unten nach oben gesehen, steil, der Abfall zu den Minima dagegen flacher; umgekehrt verhalten sich die Kurven der kleineren Fraktionen: der Anstieg zu den Maxima ist flach, der Abfall zu den Minima dagegen steil. Ein neuer Zyklus setzt ziemlich abrupt mit grobem Material ein und geht allmählich unter einer stärkeren Beteiligung der mittleren Fraktionen zu dem Maximum an Feinmaterial über. Die Maxima des Feinmaterials stoßen in die Minima des Grobmaterials. Das mittlere Band der Fraktion 0,25 verändert seinen Prozentanteil in der Vertikalen nur wenig, hat aber eine Ausbuchtung jeweils 10 cm vor dem Minimum an Grobmaterial, also in einer mittleren Lage zwischen den Maxima und Minima: bei 90, 60 und 30 cm. Die Zyklen enden bei 80, 50 und 20 bis 10 cm und haben daher eine Länge von ungefähr 30 cm. Das Feinmaterial zwischen 20 cm Tiefe und der Oberkante der Akkumulation ist verbacken und mit Tamariskennadeln durchsetzt. Die Ergebnisse der Siebanalysen und Ankerkettenmessungen (Steinanker 3 und 5) sind an den Probeentnahmestellen für MW und HW nicht vergleichbar, da 1966 die Erosion die Akkumulation an diesen Stellen überwog (G. JANNSEN, 1969).

Um mögliche Ursachen für die Entstehung der Zyklen zu erkennen, werden zwei Abkommen des Zoumri beschrieben. Am Abend des 7. 6. 1968 um 18.00 Uhr begann der Zoumri bei Bardai zu fließen. Der 10 cm bis 20 cm hohen Welle liefen lange Wasserzungen voraus (Bild 24). Schon ungefähr zwei Stunden später erreichte der Zoumri mit einer Tiefe von mindestens 70 cm und einer Breite von rund 80 m oberhalb der Station seinen Höchststand; die Flut erfaßte noch das Mittel-, aber nicht mehr das Hochwasserbett; in dieser Phase wurden Palmenstämme transportiert und Schotter am Boden bewegt. Bei Oré wurde mehrere Tage später an Hand der Uferwälle aus Nadeln und Zweigen eine Tiefe von 60 cm bis 70 cm gemessen. In Bardai fiel erst am 8. 6. ein Niederschlag von 6 mm; an diesem Tag war die Fließgeschwindigkeit bereits stark zurückgegangen und der Wasserspiegel so weit abgesunken, daß sich der Wasserstrom in zwei Rinnen östlich von Bardai aufspaltete: eine schmale und langsam fließende Rinne im Bereich der Probeentnahmestelle für die Siebanalysen des Niedrigwasserbetts und eine breitere, stärkere Rinne weiter südlich; das mittlere Wasserbett zwischen den beiden Rinnen war bereits trockengefallen. Nach weiterem Absinken des Wasserspiegels bildeten sich zahlreiche flache Teiche, die in wenigen Tagen austrockneten. Am 17. 6. zeigten die frisch abgelagerten Tone die ersten Trockenrisse.

Das Abkommen vom 7. 6. durchlief den Zoumri erst von Ouanofo und seinen Zubringern vom westlichen Tarso Ourari und Tarso Voon ab; der Abschnitt des Zoumri zwischen Kamai und Ouanofo war trocken geblieben. Abhängig davon, in welchen Bereichen des Gebirges der Niederschlag fällt, erfaßt die Flut nur ganz bestimmte Abschnitte eines Tales. Der Niederschlag für die Flut vom 7. 6. ist vor allem im westlichen Tarso Ourari und Tarso Voon niedergegangen und hat den Tarso Toon offenbar nicht mehr erreicht. Zur gleichen Zeit empfing der Emi Koussi auf seiner Westflanke starke und auf seiner Ostflanke keine Niederschläge (mündliche Mitteilung von B. MESSERLI und D. INDERMÜHLE).

Nicht nur im Bereich der Zubringer, sondern auch des östlichen Zoumri selbst fielen in dieser Zeit erhebliche Niederschläge; vor der Ignimbritstufe südwestlich von Aderké wurde das fein aufbereitete, helle Aschen- und Tuffmaterial in breiter Front abgeschwemmt und weit hinaus in die Ebene transportiert, die der Stufe vorgelagert und mit den Sandschwemmebenen vergleichbar ist. Das Material liegt als helle Decke über älterem, dunklerem Material. Die Aschen und Tuffe stehen unter den Ignimbriten an.

Bei der zweiten Flut des Zoumri am 28. 7. 1968 fiel bei Bardai ein Niederschlag von 6,5 mm zwischen 13. 25 Uhr und 14.30 Uhr, der Zoumri fing dagegen erst um Mitternacht an zu fließen und war bereits am Morgen des 29. 7. auf die halbe Breite des in der Nacht durchströmten Flußbetts zurückgegangen. Nach einem Vergleich der Uferlinien lag das Abkommen vom 28. 7. 20 cm tiefer als das vom 7. 6. Die Spuren der Flut vom 28. 7. waren auf der gesamten Strecke des Zoumri zwischen Kamai und Bardai zu beobachten, fehlten dagegen bei den Flüssen auf der Nordabdachung des Tarso Toon; ein geringer Niederschlag hatte hier lediglich einige flache Teiche in den Niedrigwasserbetten entstehen lassen. Am Massiv des Mouskorbé im Nordosten des Tibestigebirges fielen einzelne Regentropfen (mündliche Mitteilung von B. MESSERLI und D. INDERMÜHLE), stärkere Niederschläge dagegen am Tarso Yega im Südosten (mündliche Mitteilung von D. GAVRILOVIC). Die Niederschläge für die beiden beschriebenen Fluten des Zoumri scheinen in erster Linie aus westlichen bis südwestlichen Richtungen gekommen zu sein.

Der Niederschlag von 55,9 mm, 1966 (D. GAVRILOVIC, 1969) führte zu einer starken Flut, die die oberhalb der Einmündung des E. von Ouanofo in den Zoumri liegende, 1,5 m hohe Staumauer durchbrach, so daß der dahinter liegende Teich auslief und eine Bewässerung der Gärten unmöglich wurde.

Um die Frage zu beantworten, auf welchen Strecken des rezenten Zoumri überwiegend akkumuliert oder erodiert wird, reichen die wenigen Messungen und der kurze Beobachtungszeitraum nicht aus. Die Ankerkettenmessungen ergaben auf der Höhe östlich von Bardai für die Abkommen von 1966 und 1968 eine vorherrschende Akkumulation (G. JANNSEN, 1969). Die Akkumulation des Hochwasserbetts endet an ihrer Oberkante mit einer Feinmaterialphase (Figur 23), die des Mittelwasserbetts (Figur 22) kurz vor dem Ende eines Zyklus; die Akkumulation des Niedrigwasserbetts (Figur 21) bricht offenbar innerhalb eines Zyklus ab; die Zyklen sind hier allerdings nicht sehr scharf ausgeprägt. Nach den Siebanalysen läßt sich nicht beurteilen, ob der Akkumulation im rezenten Enneri innerhalb eines längeren Zeitraums weitere Zyklen angefügt oder ob die Zyklenfolgen abgebaut werden. Die Akkumulationen des Niedrig- und Mittelwasserbetts laufen zur Oberkante nicht mit dem Ende eines Zyklus aus; als Ursache könnte die Tieferschaltung der Akkumulationen oder die Erosion in einer späten Phase des letzten Abkommens angenommen werden. Nach Aufhören oder starker Abnahme des Niederschlags konzentriert sich das Wasser auf schmale Rinnen und kann sich in das Material einschneiden, das vorher bei einer größeren Breite des durchströmten Flußbetts abgelagert wurde (Protokoll der Wannenversuche am Geomorphologischen Laboratorium der Freien Universität Berlin, 1967). Möglicherweise ist auch so zu erklären, daß die Schichten des Niedrigwasserbetts unter dem Mittelwasserbett weiterlaufen (H. ZIEGERT, 1969).

Im Bereich der Guelta westlich von Osouni wurden bei den Abkommen von 1968 50 cm bis 60 cm Sand sedimentiert. Im Nordosten von Osouni — westlich des Gebiets der Sandsteinsäulen (Karte der Terrassen) — grenzt das Niedrigwasserbett des Zoumri direkt an eine Sandsteinfelswand des nördlichen Ufers; gut erhaltene Felszeichnungen in dieser Wand gehen noch unter das Niveau des NW herab. Im östlichen Zoumrigebiet nimmt die Anzahl der Stellen zu, an denen das An-

stehende im Flußbett erscheint. Es wäre zu prüfen, ob eine oberhalb von Osouni beginnende Akkumulationsdurch eine längere Durchtransportstrecke im Gebiet der Sandsteinsäulen und der Sandsteinschlucht (Karte der Terrassen) von einer Erosionsstrecke oberhalb von Oré getrennt wird und wie stark die Gliederung in Beckenbereiche und Engtalstrecken die Akkumulations- und Erosionsvorgänge beeinflußt. Die im östlichen Zoumrigebiet nach den Abkommen von 1968 beobachteten Stufen zwischen Piste und Niedrigwasserbett können auf eine Tieferlegung oder auch auf eine starke laterale Erosion zurückgehen. Die Verlagerung der Niedrigwasserrinnen kann zu einer seitlichen Unterschneidung der Akkumulation des Mittelwasserbetts führen; die Erscheinung, daß die Schichten unter dem NW in die Akkumulation des MW hineinlaufen, muß daher nicht unbedingt mit einer Tieferlegung (H. ZIEGERT, 1969), sondern kann durchaus mit einer wachsenden Akkumulation im rezenten Flußbett verbunden sein.

Die Siebanalysen liefern folgende Ergebnisse:

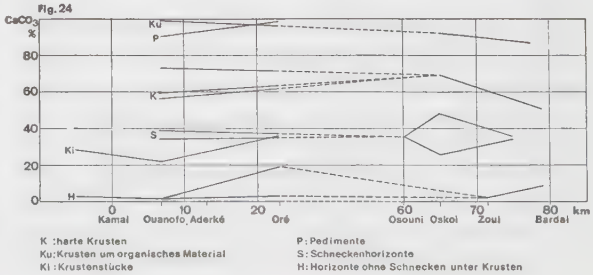
1. In der MT-Akkumulation treten Zyklen von 110 cm und im rezenten Enneri von 20 cm bis 30 cm Länge auf. Die beiden Profile für MT zeigen eine grundsätzlich gleiche Gliederung. Außerhalb des Beckens von Bardai — vor Eintritt des E. Serdé in das Becken — sind Horizonte aus groben Sanden bei 3 m, 5,5 m, 6,5 m und 8 m in die MT-Akkumulation eingeschaltet (Figur 1); die Abstände von 1 m und 1,5 m in den oberen Lagen sind gut mit der aus den Siebanalysen gewonnenen Gliederung vergleichbar. Alle Meßpunkte für die Siebanalysen liegen im Becken von Bardai; daher läßt sich nicht beurteilen, ob Zyklenfolgen z. B. auch in engen Talstrecken vorkommen. Hier wird das früher abgelagerte Material beim Abkommen der Enneris tiefer durchbewegt als in den breiteren Flußabschnitten (J. B. WERTZ, 1966). Am Eingang des Zoumri in das Becken von Bardai wechseln Grob- und Feinmaterialphasen in der MT-Akkumulation mehrfach miteinander ab (H.-G. MOLLE, 1969). Die Korngrößenverteilung der Akkumulation im rezenten Flußbett ändert sich nicht nur in der Vertikalen, sondern auch in der Horizontalen, im Längs- wie im Querprofil. Die Siebanalysen (Fig. 21-23) zeigen eine Abnahme der Korngröße von NW über MW nach HW. Der Bereich entlang der NW-Rinnen ist Ablagerungsgebiet für das feine Material (J. B. WERTZ, 1966). Die Korngrößenverteilung im Flußquerschnitt ist an vielen Stellen des Untersuchungsgebietes völlig anders; in den engen Nebenflüssen, die den Zoumri im Becken von Bardai aus Süden erreichen, und in weiter östlich gelegenen Flußabschnitten besteht HW oft aus groben Schottern. Das System der räumlichen Korngrößenverteilung könnte mit zahlreichen Siebanalysen in eng aufeinander folgenden Flußquerschnitten untersucht werden.

2. Die Zyklen zeigen im allgemeinen eine gute Sortierung von grob nach fein; Ursache ist die nachlassende Kraft des Transportmediums (D. HENNINGSEN, 1969). So wird grobes Material schon bei einer viel größeren Fließgeschwindigkeit abgelagert als feines: Material mit einer Korngröße von 100 mm bei einer Fließgeschwindigkeit von 200 cm/sec, mit einer Korngröße von 1 mm dagegen erst bei 8 cm/sec (nach F. HJULSTRÖM, 1935; bei H. LOUIS, 1968, S. 90). Die Sortierung von grob nach fein ist mit einer Abnahme der Fließgeschwindigkeit verbunden.

Kleinere Sedimentationszyklen können durch örtliche Änderungen der Sedimentationsbedingungen, wie z. B. Flußverlagerungen, verursacht sein (D. HENNINGSEN, 1969). Die Abnahme der Fließgeschwindigkeit kann auf eine Verlagerung des Hauptstroms während des Fließvorgangs zurückgehen. Nach den Beobachtungen bei den Abkommen von 1968 und nach den mit den Zyklen von NW gut vergleichbaren Akkumulationsbeträgen der Ankerkettenmessungen ist die Bildung der Zyklen mit dem Mechanismus des Abflußvorgangs im Enneri verbunden. Ein Abkommen gliedert sich in bestimmte Phasen: eine starke Erosionsphase bald nach Beginn der Flut, in der Beträge von 33 cm Tiefe erreicht werden (nach den Ankerkettenmessungen östlich von Bardai, 1966 für MW gemessen G. JANNSEN, 1969); eine Sedimentationsphase nach dem Höhepunkt der Flut bei abnehmender Wasserspiegelhöhe, und möglicherweise eine kurze Erosionsphase bei der Konzentration des Wassers in den NW-Rinnen vor dem Ende der Flut. Ein Zyklus wird während der Sedimentationsphase gebildet und geht daher auf ein Abkommen zurück; aus der Zahl der Zyklen läßt sich zumindest im rezenten Enneri nicht auf die Zahl der Abkommen schließen, die sich während der Bildung eines bestimmten Sedimentpakets ereigneten, da durch die starken Erosionsphasen ganze Zyklen wieder abgetragen werden können.

Bei den MT-Zyklen nimmt die Fließgeschwindigkeit zum Anfang teilweise sehr schnell ab, d. h. die Übergänge von den Grob- zu den langen Feinmaterialphasen sind sehr kurz; diese werden durch Verstärkungen der Fließgeschwindigkeit gegliedert, die sich in schwachen Maxima der groben Fraktionen widerspiegeln. Das Feinmaterial mit Glimmern und zahlreichen Pflanzenresten wurde in Zeiten anhaltenden, sehr langsamen Fließens ohne nennenswerte Turbulenz, vielleicht sogar in Zeiten kurzfristig bestehender, flacher Seen sedimentiert.

Fig. 24



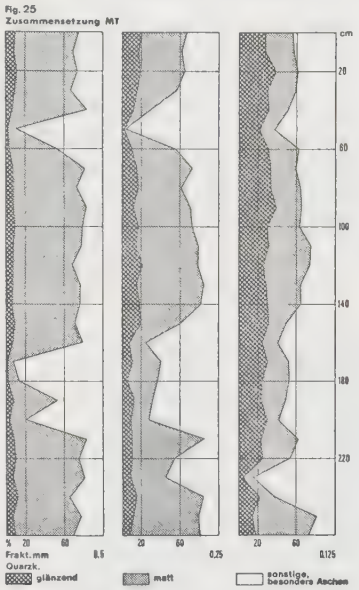
K : harte Krusten
Ku: Krusten um organisches Material
Ki : Krustenstücke
P : Pedimente
S : Schneckenhorizonte
H : Horizonte ohne Schnecken unter Krusten

3. In der MT-Akkumulation treten am Ende der Feinmaterialphasen, an den Nahtstellen zwischen den Zyklen, Kalkanreicherungen auf, in Figur 20 von der Basis des Aufschlusses bis 140 cm und zwischen 30 cm und 10 cm, und in Figur 19 bei 30 cm; darüber folgt jeweils die Grobmaterialphase des nächsten Zyklus ohne oder mit einzelnen Krustenstücken in den unteren Lagen. Unregelmäßig-krustige Lagen aus Kalk können nahe der Oberfläche bei trockenem Klima entstehen und sind Hinweise auf festländische Entstehung bei geringer oder unterbrochener Sedimentation (D. HENNINGSEN, 1969). Andererseits besteht auch die Möglichkeit der Bildung von rhythmisch auftretenden Kalkanreicherungshorizonten im Sediment selbst bei vorwiegend abwärts gerichteten kalkhaltigen Lösungen (H. ROHDENBURG, U. SABELBERG, 1969). Nur wenn der erste Fall zutrifft, würden außer der Korngrößenverteilung auch die Kalkanreicherungshorizonte am Ende der MT-Feinmaterialphasen Unterbrechungen des Fließvorgangs anzeigen.

Durch den Kalk werden Sande und Tuffgerölle, vorwiegend aber die Partikel der feinen Fraktionen verbacken. Der mächtigste Kalkanreicherungshorizont (Bild 23) liegt in den oberen Horizonten der MT-Akkumulation, vor der Überlagerung mit dem Sand-, Kies- und Schotterkörper. Dieser Horizont besteht aus Inkrustationen von Pflanzen, nach den Abdrücken der Stengel und Blätter von Schilfen, die an der Kalkbildung nicht beteiligt waren, sondern nur eine große Verdunstungsfläche für das Wasser geschaffen haben; der Kalk wurde anorganisch ausgefällt, und die umkrusteten Pflanzen blieben nur noch als Hohlräume erhalten (M. PFANNENSTIEL, L. FORCART, 1957). Im Becken von Bardai wurden Inkrustationen von Wurzeln mit einer Länge bis zu 1 m beobachtet. Unter diesen Kalkkrusten mit eiem $CaCO_3$-Gehalt um 60 % liegen Horizonte, die oft Schneckenschalen enthalten und deren Kalkgehalt ungefähr 40 % beträgt (Fig. 24, Tab. 1, S. 40). Es sind feingeschichtete, lockere Sedimente mit tonigem und mergeligem Material; die Mächtigkeit ihrer Lagen wechselt auf kurze Entfernungen (H.-G. MOLLE, 1969). M. PFANNENSTIEL, 1957, spricht von „Schwemmtuffen", die durch Zerstörung „gewachsenen Tuffs", seine Abschwemmung und erneute Ablagerung entstanden sind; in diesen Tuffen kommen humusreiche Partien und anderes von weiter her transportiertes Material vor; an die Stelle der Tuffe können außerhalb der Beckenbereiche Tone und Schluffe treten.

2. Analysen zur Materialzusammensetzung

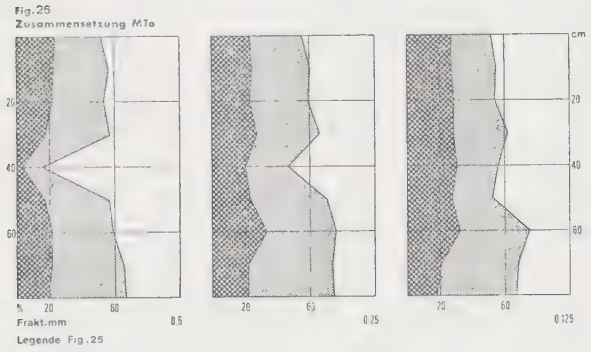
Die Änderungen der Materialzusammensetzung der Akkumulationen stehen in enger Beziehung zu den Zyklen. Mit Hilfe der morphoskopischen Sandanalyse wurden jeweils von den drei mittleren Siebfraktionen 0,5, 0,25 und 0,125 die Prozentanteile an glänzenden und matten Quarzkörnern und sonstigen Körnern berechnet; zu letzteren gehören besonders Aschen, Tuffe und Basalte. Vor der mikroskopischen Untersuchung wurden alle Proben für fünf Minuten mit einem Ultraschallgerät behandelt, um das an den Körnern haftende Feinmaterial abzulösen und die Betrachtung der Kornumrisse und -oberflächen zu erleichtern.



In der MT-Akkumulation nimmt der Anteil der Nicht-Quarzkörner am Ende eines Zyklus sprunghaft zu (Figur 25, Siebanalysen vom gleichen Aufschluß: Figur 19). Figur 25 gliedert sich von links nach rechts in drei einzelne Diagramme für die drei Fraktionen 0,5, 0,25 und 0,125; jedes der Diagramme besteht seinerseits wieder aus drei Bändern: einem für die glänzenden, einem für die matten Quarzkörner und einem Band für die übrigen Körner. Alle drei Fraktionen haben ein starkes Maximum der Nicht-Quarzkörner bei 50 cm, 10 cm vor Beginn des darüber folgenden Zyklus; am Ende des unteren Zyklus liegt das Maximum in der 0,5-Fraktion bei 170 cm, in der 0,25- und 0,125-Fraktion bei 160 cm, 10 cm bis 20 cm vor Einsetzen des darüber liegenden Zyklus. Zwei weitere Maxima in allen drei Fraktionen bei 200 cm und in der 0,25- und 0,125-Fraktion bei 230 cm scheinen den beiden kleinen, in der unteren langen Feinmaterialphase eingeschlossenen Subzyklen vorauszugehen; schwächere Maxima der Fraktionen 0,5 und 0,25 bei 80 cm gehen dem Subzyklus in der oberen Feinmaterialphase voraus.

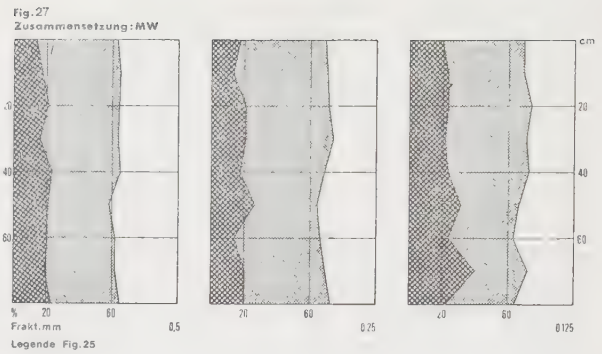
Die matten Quarzkörner erreichen in den Fraktionen 0,25 und 0,125 ein Maximum zwischen 130 cm und 110 cm Tiefe, zu Beginn des oberen Zyklus. Der in der Nähe des Aufschlusses anstehende Bardaisandstein enthält fast ausschließlich matte, kantengerundete und matte, runde Körner. Während der langen Feinmaterialphasen, besonders aber in der Grobmaterialphase zwischen den beiden Feinmaterialphasen zu Beginn des oberen Zyklus, überwiegen matte Körner; sie scheinen in erster Linie von den Hängen und Sandschwemmebenen im nahe gelegenen Sandstein zu stammen; diese Annahme wird durch den hohen Anteil an Sandsteinschutt jeweils zu Beginn eines neuen Zyklus bestätigt. Das von weiter her transportierte, fast ausschließlich

aus Tuffteilchen bestehende und daher spezifisch relativ leichte Material sammelt sich dagegen am Ende eines Zyklus, vor Einsetzen der nächsten Grobmaterialphase und vor Verstärkungen der groben Fraktionen innerhalb der Feinmaterialphasen. Die Minima der glänzenden Körner liegen in den gleichen Tiefen wie die der matten Körner. Durch den in der Nähe anstehenden Sandstein lassen sich aus der Oberflächenbearbeitung der Körner keine Rückschlüsse ziehen. Eine Erklärung für die auffällige Zunahme des Prozentanteils der glänzenden Quarzkörner von der 0,5- zur 0,125-Fraktion und die damit verbundene Abnahme des Anteils der matten Körner wurde nicht gefunden.



Die kürzeren Zyklen der grobsandigen Lagen auf den feinen MT-Sedimenten zeigen ein Maximum der Nicht-Quarzkörner in den Fraktionen 0,5 und 0,25 bei 40 cm und in der 0,125-Fraktion bei 50 cm (Figur 26; Siebanalysen vom gleichen Aufschluß: Figur 20, oberer Diagrammabschnitt zwischen 90 cm und 0 cm), also vor Einsetzen des nächsten Zyklus oberhalb von 40 cm. Die Maxima und Minima der matten und glänzenden Quarzkörner liegen in der gleichen Tiefe; es ist eine deutliche Zunahme des Anteils der glänzenden Körner zur kleinsten untersuchten Fraktion zu beobachten (wie in Figur 24). Das Maximum der matten und glänzenden Körner bei 60 cm entspricht dem Maximum an Grobmaterial, das in dieser Tiefe einen großen Anteil an Sandsteinschutt enthält. In 40 cm Tiefe steigt der Prozentsatz der mattierten, goldgelben Körner an der Gesamtmenge der mattierten Quarzkörner in der 0,125-Fraktion um das dreifache — auf 22 % — im Vergleich zu den darüber und darunter liegenden Schichten an; in den übrigen Fraktionen 0,5 und 0,25 ist diese Änderung nicht feststellbar. Erst in den beiden Proben aus 10 cm Tiefe und von der Oberfläche steigt der Anteil dieser Körner wieder auf 16 % bis 17 % an. Es könnte sich um äolisch transportiertes Material handeln (H.-J. PACHUR, 1966), das in der Zeit der Sedimentationsruhe zwischen den beiden Zyklen eingeweht wurde. In der MT-Akkumulation selbst treten keine erheblichen Änderungen des Anteils dieser Körner in der Vertikalen auf.

Ähnliche Beziehungen wie für MT und MTo lassen sich auch zwischen den Diagrammen der Siebanalysen und der Materialzusammensetzung für MW aufstellen; die Beziehungen sind hier aber nicht so deutlich ausgeprägt



wie bei MT und MTo (Figur 27; Siebanalysen vom gleichen Aufschluß: Figur 22). Das Maximum der Nicht-Quarzkörner liegt in den Fraktionen 0,5 und 0,25 bei 50 cm, in der 0,125-Fraktion bei 60 cm, 10 cm bis 20 cm vor dem Ende des laufenden und Beginn des nächsten Zyklus. Dieses Maximum verschiebt sich zur kleinsten untersuchten Fraktion 0,125 nach unten (wie bei MTo). Für HW wurden keine morphoskopischen Sandanalysen durchgeführt.

Änderungen der Zurundung der Sandkörner in der Vertikalen lassen sich nicht sicher zu den Zyklen in Beziehung setzen; nur bei MW könnte vielleicht eine Verbindung bestehen (Figur 28, Erläuterung bei Figur 16). Mit abnehmender Korngröße wird die Rundung schwächer, da die kleinste Fraktion bei den eckigen Körnern den größten Prozentanteil und bei den runden Körnern den kleinsten Prozentanteil besitzt; die drei Kurven für die kantengerundeten Körner laufen durcheinander. Der Bardaisandstein (Ba) hat ein völlig anderes Verhältnis der eckigen zu den runden Quarzkörnern als die Akkumulation des Mittelwasserbetts. Die Stärke der Formung nimmt zur kleinsten Fraktion 0,125 ab, da der Verlauf ihrer Kurven viel ausgeglichener ist als bei den Fraktionen 0,5 und 0,25. Generell nimmt der Prozentanteil der runden Körner nach oben leicht, der der kan-

tengerundeten stark zu; der Anteil der eckigen Körner geht nach oben zurück. Diese generellen Tendenzen werden durch ein Maximum der drei Fraktionen an runden und ein Minimum an eckigen Körnern bei 40 cm unterbrochen. Die Ursache für den größeren Anteil runder Körner am Ende des Zyklus könnte vielleicht in einer stärkeren mechanischen Beanspruchung des von weiter her transportierten Materials zu suchen sein. Der Anteil gelblicher, äolisch transportierter Körner steigt bei 40 cm nicht an. Eine andere mögliche Erklärung wäre die Einschwemmung stark gerundeter Sandkörner aus dem Sandstein. Die Abnahme des Anteils an eckigen Quarzkörnern von 80 cm Tiefe bis zur Oberfläche ist in allen drei untersuchten Fraktionen mit t-Werten von 7,5, 7,8 u. 11,1 statistisch gut gesichert (Tab. 4, S. 42). Mit größer werdendem t-Wert zur gröberen Fraktion wächst auch die Wahrscheinlichkeit eines signifikanten Unterschiedes der beiden miteinander verglichenen Häufigkeiten, d. h. die Stärke der Formung der Sandkörner nimmt zu den kleinen Fraktionen ab. Die Abnahme des Prozentanteils der eckigen Körner von 50 cm nach 40 cm Tiefe ist für die beiden Fraktionen 0,25 und 0,5 mit t-Werten von 3,4 und 4,9 statistisch gut gesichert; wiederum ist die Signifikanz des Unterschiedes in der gröberen Fraktion größer (Gewinnung der t-Werte nach den Formeln in den Erläuterungen zu Figur 16).

1. Die Zyklen steuern die Materialzusammensetzung der Sedimente: in den Schlußphasen der Zyklen und Subzyklen wird das aus größerer Entfernung transportierte und spezifisch relativ leichte Material abgelagert; die Fein-, besonders aber die Grobmaterialphasen enthalten bei MT und MTo einen erheblichen Anteil von Schutt und Sand aus dem anstehenden Sandstein.

2. Bei MTo lassen sich zwei Zyklen außer durch ihre Korngrößensortierung auch durch eine zwischengeschaltete Lage mit einem beträchtlichen Anteil gelblicher, wahrscheinlich äolisch transportierter Körner in der 0,125-Fraktion voneinander trennen. Außerdem wurden Anreicherungen dieser Körner an und dicht unter der Oberfläche von MTo festgestellt.

3. Eine klare Beziehung zwischen der Zurundung der Quarzkörner und den Zyklen ist nicht zu erkennen.

3. Die Schneckenhorizonte der Mittelterrassenakkumulation

Die Aufschlüsse mit den Zyklen aus der MT-Akkumulation stammen aus Lagen zwischen 4 m bis 6 m über dem Niedrigwasserbett. In Profilen, in denen die gesamte Mächtigkeit der Akkumulation aufgeschlossen ist, folgen darüber noch einmal 4 m bis 5 m MT-Material aus überwiegend feinkörnigen Sedimenten; in den Beckenbereichen des Zoumri sind in diese Feinmaterialphasen Schneckenhorizonte eingeschaltet. Oft liegen sie unter einer Kalkkruste und haben einen Kalkgehalt um 40 % (Figur 24); die Schneckengehäuse darin sind gut erhalten. In den höherprozentigen Kalkkrusten darüber (um 60 %) sind dagegen nur kleine Schalenreste zu finden.

Die Probenentnahmestellen (Karte des E. Zoumri mit Nebenflüssen) verteilen sich über das ganze Gebiet des E. Zoumri zwischen Kamai und Bardai; es fehlen Fundstellen in größerer Entfernung vom Zoumri und außerhalb der Beckenbereiche. Oberhalb von Kamai und zwischen Kamai und dem Rand des Tarso Toon wurden keine Schneckenhorizonte festgestellt. In den Beckenbereichen des E. Zoumri bestanden die günstigsten Lebensbedingungen für Schnecken.

Die Schneckengehäuse sind unregelmäßig verteilt; manchmal liegen sie in Mengen in einem relativ dünnen, dann wieder ganz vereinzelt in einem relativ mächtigen Horizont, der schon nach kurzer Entfernung auskeilen kann. Die leichten Gehäuse wurden bei der Bildung der lockeren „Schwemmtuffe" (M. PFANNENSTIEL, 1957) mit einsedimentiert. Die Mächtigkeit der Schneckenhorizonte wechselt zwischen 0,5 und 1,5 m; zum Teil sind auch mehrere Horizonte übereinander vorhanden, die durch Schotterlagen getrennt sein können (Proben c und d in der Karte). Die Schnecken führenden Horizonte liegen zwischen 3 m und 10 m über dem Niedrigwasserbett; die Gehäuse sind in lockeres, kalkiges Material eingebettet, das Kalkkonkretionen von bis zu 1 cm Durchmesser enthalten kann.

Im Gebiet des Zoumri wurden in den Proben a bis h 13 verschiedener Schneckenarten festgestellt (Tabelle 5, S. 43) [5].

Die Anzahl der ausgezählten Schnecken ist teilweise relativ klein; trotzdem ergeben sich z. B. für die beiden benachbarten Proben aus Ouanofo, f mit 70 und g mit 30 Exemplaren, gut vergleichbare Prozentzahlen.

Von den 13 bestimmten Arten leben 10 im Wasser, und zwar bis auf *Melanoides tuberculata* und *Hydrobia peraudieri* im Süßwasser, und nur drei sind terrestrische Arten. Insgesamt ist der Anteil der drei Landschneckenarten mit 1,3 % sehr gering. Von diesen drei Arten sind *Succinea elegans* und *Vertigo antivertigo*, die auch die Uferzonen von Gewässern bewohnt, hydrophil. Nur *Zootecus insularis* ist xerotherm und bevorzugt aride und semiaride Biotope. Zwei Exemplare dieser Art enthielt der Anteil der Probe h, der aus dem Schneckenhorizont von Osouni nahe der hinter der MT-Akkumulation aufragenden Sandsteinstufe stammt. In der näher am rezenten Zoumri entnommenen Probe e östlich von Osouni wurden zwei Exemplare der hydrophilen Landschnecke *Succinea elegans* festgestellt. Bei Osouni sind die Sandsteinfelswände ein wenig zurückverlegt; in den nach Süden gerichteten Buchten des Zoumri blieben Reste der hellen MT-Sedimente erhalten.

Der Schneckenhorizont kurz vor der Mündung des E. Tabiriou in den Zoumri (Probe a) mit Exemplaren der

5 Für die Bestimmung der Gattungen und Arten bin ich Herrn Prof. S. H. JAECKEL zu Dank verpflichtet. Die Auszählung der verschiedenen Arten wurde von mir selbst vorgenommen. Auf das wahrscheinliche Vorkommen von *„Armiger christa"* in den Proben a und f machte mich U. BÜTTCHER aufmerksam. Die Gliederung der Arten nach ihren ökologischen Ansprüchen (Tabelle 3) erfolgte nach einer Tabelle, die von Prof. K. KAISER nach Angaben von Prof. S. H. JAECKEL (unveröffentlichtes Manuskript) zusammengestellt wurde und die ich freundlicherweise bei der Auswertung der eigenen Proben einsehen konnte.

beiden hydrophilen Landschneckenarten liegt in der Nähe der nördlichen Grenze des Beckens von Bardai. Die weiter südlich zum Zentrum des Beckens hin gelegenen Horizonte (Probe b) erreichen mit 1,5 m die größte gemessene Mächtigkeit; hier fehlen wie bei Oskoi und Ouanofo Landschnecken vollkommen. *Galba truncatula* lebt — auch amphibisch — in kleinen und kleinsten Gewässern. Das Vorkommen der Arten *Gyraulus costulatus* (Proben a, f, g), *Anisus dallonii* (Proben a, f), *Biomphalaria pfeifferi* (Proben b, f, g) und *Armiger christa* (Proben a, f) ist ein Hinweis auf das Bestehen kleiner und mittelgroßer Seen.

Probe a stammt aus Horizonten um 6 m über NW, Probe b aus Horizonten um 4 m über NW; erstere enthält zahlreiche Exemplare von *Hydrobia peraudieri* (31 %). *Melanoides tuberculata* kommt ganz in der Nähe der Entnahmestelle der Probe a vor (in Probe h); beide Arten vertragen Brack- und heißes Wasser.

In der Probe b weiter im Süden überwiegen *Bulinus truncatus* und *Lymnaea natalensis*, afrikanisch-äthiopische Arten aus den Tropen Afrikas; dagegen ist in Probe a der Anteil nordafrikanischer und paläarktischer Arten (42 %) relativ hoch. Es könnte sich um zwei verschiedene Schneckenhorizonte handeln. Die Proben c und d stammen aus einem Aufschluß am Eingang in das Becken zwischen Oskoi und Zoui. Der untere Horizont mit der Probe c ist von dem oberen mit der Probe d durch eine über 3 m mächtige Schicht aus Sanden, Kiesen und Schottern getrennt (Aufschluß-Zeichnung; H.-G. MOLLE, 1969). Der Anteil der afrikanisch-äthiopischen Arten *Bulinus truncatus* und *Lymnaea natalensis* beträgt im unteren Horizont 100 %; im oberen Horizont dagegen herrschen die nordafrikanischen und paläarktischen Arten Hydrobia *peraudieri* und *Galba truncatula* mit 99 % vor. Der Schneckenhorizont von Osouni (Probe e) mit 92 % paläarktischer und nordafrikanischer Arten scheint die Probe d von Oskoi, die beiden Proben von Ouanofo dagegen scheinen der Probe c von Oskoi zu entsprechen.

1. Am Rand der Becken von Osouni und Bardai kommen in den Schneckenhorizonten vereinzelt Landschnecken vor; weiter im Innern der Becken scheinen sie dagegen zu fehlen.

2. In der MT-Akkumulation liegen Schneckenhorizonte in verschiedener Höhe über NW; ein unterer Schneckenhorizont mit afrikanisch-äthiopischen läßt sich von einem höher gelegenen mit nordafrikanisch-paläarktischen Arten unterscheiden.

3. Die mächtigste Kalkkruste der MT-Akkumulation liegt oberhalb der Feinmaterialschichten mit den Schneckenhorizonten.

Die zahlreichen, für den nordafrikanischen Raum beschriebenen Kalkkrusten (z. B. G. CHOUBERT, 1948; J. BÜDEL, 1952; P. BORDET, 1953; J. DESPOIS, 1954; H. COQUE, 1955; H. MENSCHING, 1955, 1964) lassen sich möglicherweise zu den für das Gebiet des E. Zoumri dargestellten Kalkkrusten in Beziehung setzen.

E. ERGEBNISSE

1. Im gesamten Gebiet des E. Zoumri wurden außer verschiedenen älteren Akkumulationen drei jüngere Terrassenakkumulationen festgestellt. An mehreren Aufschlüssen wurden Diskordanzen zwischen der OT- und MT-Akkumulation nachgewiesen; daher kann nicht der Auffassung zugestimmt werden, daß es sich hier lediglich um fazielle Unterschiede ein und der selben Akkumulation handelt, die in den Randbereichen aus feinem und in der Nähe der Täler aus sandigem Material besteht (H. ZIEGERT, 1969). Gerade an den besonders exponierten Stellen der Beckeneingänge liegen oft mehrere Meter mächtige Feinmaterialsedimente, teilweise sogar mit Schneckenhorizonten darin. Ältere Sedimentreste am südlichen Rande des Beckens von Bardai (Eintritt des E. Serdé in das Becken), die von der MT-Akkumulation diskordant überlagert werden, lassen sich in ihrer Höhenlage mit der OT-Akkumulation im Becken selbst korrelieren; hier sind wiederum die hellen MT-Sedimente diskordant angelagert.

2. Auf die OT-Akkumulation und die Schotterdecke der MT-Akkumulation sind fossile Pedimente eingestellt (vgl. D. BUSCHE, 1968), die in der Nähe der hinter ihnen gelegenen Stufen Decken aus grobem Schutt tragen. Die flacher geneigten Sandschwemmebenen sind auf das rezente Flußnetz eingestellt und tragen auch in Stufennähe überwiegend feinkörniges Material. Die starke Beteiligung von Hangschutt in den untersuchten Zyklen der MT-Akkumulation deutet auf eine kräftige Einschwemmung dieses Materials zur Zeit des Aufbaus der Zyklen hin.

3. Die Schotter der verschiedenen Akkumulationen lassen sich wie die Sande in ihrer Zurundung voneinander unterscheiden. Die Akkumulation im rezenten Flußbett und die MT-Akkumulation setzen sich an den untersuchten Aufschlüssen aus Sedimentationszyklen zusammen, die in enger Beziehung zu dem Auftreten von Kalkanreicherungshorizonten und zur Materialverteilung in diesen Zyklen stehen. In der OT-Akkumulation sind im Querprofil zahlreiche 20 cm bis 40 cm mächtige Sand-Kies-Schotter-Linsen mit einer Sortierung von grob nach fein zu beobachten, in der NT-Akkumulation wechseln Lagen aus gröberem und feinerem Material miteinander ab (Figur 1, S. 14).

4. Im Gegensatz zu dem Material in den untersuchten Aufschlüssen, das aus Lagen mit einer Sortierung von grob nach fein aufgebaut ist, zeigt die auflagernde 2 m bis 3 m mächtige Deckschicht bei der OT- und MT-Akkumulation eine umgekehrte Anordnung der Fraktionen von feinen Sanden bis zu sehr groben Geröllen an der Oberfläche. Diese Sortierung deutet auf eine starke Zunahme der Fließgeschwindigkeit vor Einsetzen der

Zerschneidung hin. Aufbau oder Zerschneidung der Sedimente an jedem Querprofil des Zoumri sind von dem Verhältnis von Akkumulation und Erosion während der Abkommen in einem längeren Zeitraum abhängig. Zur Zeit des Aufbaus scheint eine Sedimentation in Form der von grob nach fein sortierten Lagen zu überwiegen. Nach Beobachtungen bei den Abkommen des rezenten Zoumri ist mit einer stärkeren Erosionsphase bald nach Beginn der Flut und einer anschließenden Akkumulationsphase zu rechnen; die Entstehung der Deckschichten könnte vielleicht mit einer Verstärkung der Fließgeschwindigkeit und damit auch der Erosionskraft zu Beginn einer Flut zusammenhängen. Bei noch leicht überwiegender Akkumulation wird der vorhergehende Zyklus bis auf die zuerst abgelagerten, gröberen Fraktionen abgetragen; auf diese legt sich das Grobmaterial des neuen Zyklus; es baut sich eine Decke aus immer gröber werdendem Material auf. Schließlich schlägt der fast erreichte Gleichgewichtszustand von Akkumulation und Erosion zu Gunsten der Erosion um, und die Zerschneidung der gesamten Akkumulation wird eingeleitet. Die nach oben gröber werdende Schotterdecke auf der OT- und MT-Akkumulation ist der Vorläufer für die bevorstehende Erosionsphase.

Im Gebiet des Zoumri treten in der OT- und MT-Akkumulation verschiedene Erosionsniveaus mit diskordant aufliegenden Grobschotterdecken auf (H.-G. MOLLE, 1969; Bilder 25, 26); möglicherweise ist eine geringe Abnahme der Erosionskraft während der Erosionsphase mit der Ablagerung von Grobschotterdecken verbunden. So läßt sich vielleicht auch erklären, warum sowohl konkordante — in der Schlußphase einer Akkumulation — als auch diskordante Lagerung der Deckschichten — bei Unterbrechungen der Erosionsphase — zu der Akkumulation darunter vorkommt.

5. Die langen Sedimentationszyklen der MT-Akkumulation mit ihren über längere Zeit andauernden Feinmaterialphasen, den Schneckenhorizonten und Kalkkrusten weisen auf eine relativ feuchte Phase hin, in der zeitweise in den Beckenbereichen kleine bis mittelgroße, pflanzenreiche Seen bestanden (zur Frage ihrer Entstehung durch einen möglichen Stau des Wassers hinter natürlichen Travertinbarrieren vgl. A. BOUTIERE, 1969). Die feuchte Phase klingt allmählich mit dem verstärkten Auftreten von Sanden in den oberen Horizonten und der Annäherung an das Maximum einer ariden Phase ab. Die Decken aus gut gerundeten, großen Schottern der MT- und OT-Akkumulation könnten Hinweise für eine erneute Rückkehr zu feuchteren Klimaverhältnissen und eine Annäherung an das Maximum einer feuchten Phase sein. Zur Zeit des Aufbaus der NT-Akkumulation mit ihren gut gerundeten Schottern ist die auf die Ablagerung der MT-Akkumulation folgende Erosionsphase unterbrochen. Eine solche Gliederung paßt bis auf die Grobschotterdecken in der Phase zunehmender Feuchtigkeit gut zu dem Schema der klimatischen und „Sedimentationszyklen" von J. CHAVAILLON (1964, S. 302), der die fluviatile Sedimentation in die Übergangsperiode von pluvialem zu aridem Maximum, dagegen die fluviatile Erosion in die Übergangsperiode von aridem zu pluvialem Maximum stellt. Akkumulation und Erosion der Terrassensedimente werden vom Klima über den Auf- und Abbau der Sedimentationszyklen gesteuert.

6. Zur absoluten zeitlichen Einordnung der Sedimente liegen für die MT-Akkumulation vier 14-C-Daten vor[6]. I) 7380±110 Jahre vor 1950, Kalkkruste, NE von Ouanofo 10,5 m über NW; II) 10 060±140 Jahre vor 1950, Schneckenhorizont, E. Tabiriou 6 m über NW; III) 13 760 ±185 Jahre vor 1950, Schneckenhorizont, Oskoi 7,5 m über NW; IV) 14 055±135 Jahre vor 1950, Schneckenhorizont, Osouni 4 m über NW.

Die Kalkkruste von Ouanofo (I) schließt die feinen Sedimente der MT-Akkumulation nach oben ab; darüber folgt eine Decke aus Sanden, Kiesen und Schottern. Da die Kruste aus sehr festem Material besteht, ist eine mögliche Verjüngung der Probe als Folge von Isotopenaustausch mit atmosphärischem oder Boden-CO_2 wahrscheinlich zu vernachlässigen. Diese Datierung ist gut mit anderen Datierungen aus dem Flußsystem des E. Bardagué-Zoumri (D. JÄKEL, 1969) und anderen Flußsystemen des Tibesti vergleichbar (Zusammenstellung der 14-C-Werte bei B. GABRIEL, 1970). Für die Ablagerung der Deckschichten, die Zerschneidung der MT-Akkumulation, die Ablagerung der NT-Akkumulation, die folgende Erosionsphase und den Aufbau des rezenten Flußbetts steht maximal ein Zeitraum von 7000 Jahren zur Verfügung. Die Schneckenhorizonte sind älter als die Kalkkruste; in den untersuchten Aufschlüssen lagen sie jeweils tiefer als die beschriebene Kalkkruste. Das Material der Schneckenhorizonte ist weich und locker; die Möglichkeiten einer Verjüngung sind hier eher gegeben als bei der Kalkkruste. Die Bildung der MT-Akkumulation scheint einen Zeitraum von mehr als 7000 Jahren zu umfassen.

---

6 Für die Altersbestimmung der vier Proben bin ich Herrn Dr. M. A. GEYH, dem Leiter des 14-C-Labors des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover, zu Dank verpflichtet.

KARTEN UND LUFTBILDER

Afrique (Nord et Ouest), 1 : 4 000 000, Michelin, Paris 1965.

Carte de l'Afrique, 1 : 1 000 000, Blatt Djado, Paris 1961.

VINCENT, P.; WACRENIER, Ph.; MANGEZ, G.: Karte 1 : 200 000, Blatt Aozou, 1957.

WACRENIER, Ph. (1958): Notice explicative de la Carte Géologique Provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti, 1 : 1 000 000. Dir. des Min. et de la Géol., 1958.

Luftbilder 1 : 50 000, Institut Géographique National, Paris, NF 33 XII 95-105, 146-157, 179-183, 208-211, 1956-57.

LITERATURVERZEICHNIS

BELITZ, H. J. (1960): Die Anwendung statistischer Methoden in der Biologie. Der Mathematikunterricht. Beiträge zu seiner wissenschaftlichen und methodischen Gestaltung. H. 3, Stuttgart.

BLENK, M. (1960): Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse. Zeitschr. f. Geomorph., Bd. 4, H. 3/4.

BORDET, P. (1953): Remarques sur la météorologie, l'hydrogr. et la morph. du Hoggar. Trav. Inst. Rech. Sah., to. IX.

BÖTTCHER, U. (1969): Die Akkumulationsterrassen im Ober- und Mittellauf des E. Misky (Südtibesti). Berliner Geographische Abhandl., H. 8, S. 7-21, Berlin.

BOUTIERE, A. (1969): Formations récentes (volcanisme, travertins), observées dans la région du Dasht-E-Nawar (Afghanistan central). Etudes-françaises sur le Quaternaire, présentées à l'occasion du VIIIe Congrès International de l'Inqua, Paris, S. 241-245.

BRAMER, H. (1966): Beispiele zur Anwendung moderner Labor-Methoden bei Untersuchungen im Pleistozän. Wissenschaftl. Zeitschr. der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Jahrg. XV, Math.-naturw. Reihe, Nr. 1.

BRYAN, K. (1935/36): Processes of formation of pediments at Granite Gap (New Mexico). Zeitschr. f. Geomorph., Bd. 9, Photomechanischer Nachdruck, 1967.

BÜDEL, J. (1952): Bericht über klimamorphologische und Eiszeitforschungen in Niederafrika. Erdkunde, Bd. VI.

BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pedimentforschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge). Hausarbeit für die Fachprüfung — Abschnitt II der ersten (wissensch.) Staatsprüfung für das Amt des Studienrats — in Erdkunde, Freie Universität Berlin.

CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geolog. Rdsch., Bd. 40.

CAILLEUX, A. (1965): Petrographische Eigenschaften der Gerölle und Sandkörner als Klimazeugen. Geolog. Rdsch., Bd. 54, H. 1.

CAILLEUX, A; TRICART, J. (1963): Initiation a l'étude des sables et des galets. Centre de Documentation Universitaire, Bd. 1, S. 281, Texte, Paris.

CHAVAILLON, J. (1964): Les formations quaternaires du Sahara Nord-Occidental. Centre National de la Rech. Scientif., Série: Géologie, Nr. 5.

CHOUBERT, G. (1948): Au sujet des croutes calcaires quaternaires. Compt. Rend. Acad. Sc., Bd. 226, S. 1630 ff.

COQUE, H. (1955): Morphologie et croute dans le Sud-Tunesien. Ann. de Géogr., to. LXIV.

DALLONI, M. (1934/36): Mission au Tibesti. Mémoires de l'Acad. des Sc. de l'Inst. de France, to. 61, 62, Paris.

DESPOIS, J. (1954): Les croutes calcaires et leur origine. Ann. de Géogr., to. LXIII.

DUFF, P. Mcl. D.; HALLAM, A.; WALTON, E. K. (1967): Cyclic sedimentation. Developments in sedimentology 10. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, London, New York.

ERGENZINGER, P. (1967): Die natürlichen Landschaften des Tschadbeckens. Informationen, Kultur und Wissenschaft, 8, Bonn.

ERGENZINGER, P. (1968): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. Zeitschr. f. Geomorph., NF, Bd. 12, H. 1, S. 98-104.

FAIRBRIDGE, R. W. (1965): Eiszeitklima in Nordafrika. Geolog. Rdsch., Bd. 54, H. 1.

FLIRI, F. (1969): Statistik und Diagramm. Das Geographische Seminar, Praktische Arbeitsweisen, Braunschweig, S. 53 ff.

GABRIEL, B. (1970): Die Terrassen des Enneri Direnao. Beiträge zur Geschichte eines Trockentales im Tibesti-Gebirge. Diplomarbeit am II. Geograph. Inst. der Freien Universität Berlin.

GAVRILOVIC, D. (1969): Klima-Tabellen für das Tibesti-Gebirge. Berliner Geographische Abhandl., H. 8.

GROVE, A. T. (1960): Geomorphology of the Tibesti region with special refrence to western Tibesti. The Geogr. Journal, Bd. 126, Nr. 1, S. 18-27.

HAGEDORN, H. (1967): Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südostsahara. Deutscher Geographentag Bad Godesberg, 2.-5. Okt. 1967, Tagungsbericht und wissenschaftl. Abhandl., S. 401-411, Steiner, Wiesbaden.

HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südostsahara. Erdkunde, Bd. XXII.

HENNINGSEN, D. (1969): Paläogeographische Ausdeutung vorzeitlicher Ablagerungen. Hochschultaschenbücher-Verlag, Mannheim/Wien/Würzburg.

HORMANN, K. (1965): Das Längsprofil der Flüsse. Zeitschr. f. Geomorph., Bd. 9, H. 4.

HÖVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. L'évolution des versants — Coll. Internat. Univers. Liège, 8.-13. Juni 1966, p. 139-156.

HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Halbjahr (1964/65). Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti, Berliner Geographische Abhandlungen, H. 5, S. 7-10, Berlin.

HÖVERMANN, J.; POSER, H. (1951): Morphometrische und morphologische Schotteranalysen. Proceedings of the 3rd International Congress of Sedimentology, Groningen-Wageningen, Netherlands, 5.-12. Juli.

JAECKEL, S. H. (unveröffentlichtes Manuskript): Mollusken aus dem Tibesti-Gebirge und dem Gebiet des ehemaligen Tschad-Sees. Berlin.

JÄKEL, D. (1969): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. Inaugural-Dissertation, Berlin.

JANNSEN, G. (1969): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (zentrales Tibesti). Inaugural-Dissertation, Berlin.

JANNSEN, G. (1969): Einige Beobachtungen zu Transport- und Abflußvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni 1966. Berliner Geogr. Abh., H. 8, S. 41-46.

KAISER, K. (1956): Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. Sonderveröff. d. Geol. Inst. d. Univ. Köln, 1.

KALININ, A. M. (1967): Ob osobennosti sklonovych processov (Uber Besonderheiten von Hangprozessen). Vestnik Moskovskogo Universiteta, Geografija, 3.

KLITZSCH, E. (1966): Bericht über starke Niederschläge in der Zentralsahara (Herbst 1963). Zeitschr. f. Geomorph., NF., Bd. 10, H. 2, S. 161-168, Berlin.

KOSTJAEV, A. G. (1964): O proischoždenii klinovidnych i skladčatych deformacii sloev v četvertičnych otloženijach (Uber die Entstehung keilartiger und gefalteter Deformationen von Schichten in quartären Ablagerungen). Problemy paleogeografii i morfogenesa v poljarnych stranach i vysokogor'e, Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta.

LINDER, A. (1960): Statistische Methoden für Naturwissenschaftler, Mediziner und Ingenieure. Basel und Stuttgart.

LIST, F. K.; STOCK, P. (1969): Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tschad. Geolog. Rdsch., Bd. 59, H. 1, S. 228-256.

LOUIS, H. (1968): Allgemeine Geomorphologie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Berlin.

LUTTIG, G. (1956): Eine neue, einfache geröllmorphometrische Methode. Eisz. u. Gegenw., 7.

MENSCHING, H. (1955): Das Quartär in den Gebirgen Marokkos. Peterm. Geogr. Mitt., Ergh. Nr. 256.

MENSCHING, H. (1964): Zur Geomorphologie Südtunesiens. Zeitschr. f. Geomorph., H. 4.

MOLLE, H.-G. (1969): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibestigebirge). Berliner Geographische Abhandlungen, H. 8, S. 23-31, Berlin.

MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung. Stuttgart, S. 108.

OBENAUF, K. P. (1969): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nema Yesko im nordwestlichen Tibesti — Beobachtungen zu Formen und Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Inaugural-Dissertation, Freie Universität Berlin.

PACHUR, H.-J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geograph. Abhandl., H. 4.

PFANNENSTIEL, M.; FORCART, L. (1957): Das Quartär der Levante. Teil IV. Der Kalktuff von Bursa. Abhandl. der Math.-Naturw. Klasse, Nr. 3, Wiesbaden. Akad. der Wissensch. und der Literatur.

POSER, H.; HÖVERMANN, J. (1952): Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. Abhandl. der Braunschw. Wissensch. Gesellsch., Bd. IV.

PROTOKOLL der Wannenversuche am Laboratorium des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin. 1967.

REICHELT, G. (1961): Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode. Peterm. Geogr. Mitt., H. 1.

REINECK, H.-E. (1960): Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten. Geolog. Rdsch., Bd. 49, H. 1.

RICHTER, K. (1953): Geröllmorphometrische und Einregelungsstudien in den pleistozänen Sedimenten der paläolithischen Fundstellen Salzgitter-Lebenstedt. Eisz. u. Gegenw., Bd. 3.

RICHTER, K. (1954): Geröllmorphometrische Studien in den Mittelterrassenschottern bei Gronau an der Leine. Eisz. u. Gegenw., Bd. 4/5.

RICHTER, K. (1955): Geröllanalytische Gliederung des Pleistozäns im unteren Emsgebiet mit Vergleichen zum Sylter Kaolinsand. Geol. Jb., Bd. 71.

RICHTER, K. (1958): Bildungsbedingungen pleistozäner Sedimente Niedersachsens aufgrund morphometrischer Geschiebe- und Geröllanalysen. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 110.

ROGNON, P. (1967): Le massif de l'Atakor et ses bordures. (Sahara Central). Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 551 S.

ROHDENBURG, H.; SABELBERG, U. (1969): Kalkkrusten und ihr klimatischer Aussagewert — neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. Göttinger Bodenkundliche Berichte, 7.

SINDOWSKI, K.-H. (1958): Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. Geol. Jb., Bd. 73.

SPARKS, B. W. (1961): The ecological interpretation of Quaternary non-marine mollusca. Proc. Linn. Soc., 172, London.

SPARKS, B. W.; F. L. S.; GROVE, A. T. (1961): Some quaternary non-marine mollusca from the Central Sahara. Journal of the Linnean Society of London, Zoology, vol. XLIV, No. 298.

STRATIL-SAUER, G. (1950): Einige Vorbemerkungen zur Theorie der Erosion. Geologie und Bauwesen, Jahrg. 18.

VOIGT, E. (1968): Über Hiatus-Konkretionen (dargestellt an Beispielen aus dem Lias). Geolog. Rdsch., Bd. 58.

WALGER, E. (1961): Die Korngrößenverteilung von Einzellagen sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung. Geolog. Rdsch., Bd. 51, H. 2.

WEBER, E. (1948): Grundriß der biologischen Statistik für Naturwissenschaftler und Mediziner. Jena.

WEISS, E. N. (1958): Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würmvereisung im Norden Schleswig-Holsteins. Meyniana, 7, Kiel.

WERTZ, J. B. (1966): The flood cycle of ephemeral mountain streams in the southwestern United States. Annals Association American Geographers, Bd. 56 (4).

WUNDT, W. (1962): Aufriß und Grundriß der Flußläufe, vom physikalischen Standpunkt aus betrachtet. Zeitschr. f. Geomorph., Bd. 6, H. 2.

ZIEGERT, H. (1969): Gebel Ben Ghnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturenfolge in der zentralen Sahara. Franz-Steiner-Verlag, Wiesbaden.

Tabelle 1 (Kalkgehalt)

	Lage	m über NW	% $CaCO_3$	Bemerkungen
Akk. unter Ignimbrit	S. v. Ouanofo	14	—	
Vertikalprofil der älteren Aschen und Tuffe	O. v. Ouanofo	0,2	0,2	Sand, Schotter; Basis
		1,3	0,1	weißes Band
		4	—	gelbes Band
		6	0,1	graues Band
		6,5	0,2	gelbes Tuffband
		12	0,2	erdiger Horizont
Ältere Aschen und Tuffe	b. Ouanofo		—	gelbes Tuffband
	S. v. Oré	2	76,0	Guelta-Situation
		1,5	3,9	Kruste zwischen Aschen
	E. Tabiriou	4-5	0,5	grünes Tuffband
		4-5	0,3	gelbes Tuffband
Sandstein	O. v. Bardai		0,2	Kruste um Quarzkörner
OT-Akk.	E. Tabiriou	4	0,3	
Pediment	O. v. Ouanofo		92,5	Kruste nahe der Stufe
			1,5	umgebendes Material
			11,6	Kruste, auslauf. Pedim.
			7,9	Schicht unter Kruste
	S. v. Oré		99,6	Kruste nahe der Stufe
			19,5	umgebendes Material
MT-Akk.	S. v. Kamai	11	0,1	
		14	28,4	verbackene Bröckel
			3,4	umgebendes Material
	NO v. Ouanofo		57,9	Kruste
			22,6	umgebendes Material
			39,5	Schneckenhorizont
			34,2	Schneckenhorizont
			98,9	Kruste um pflanzl. Material
			73,3	Kruste
			59,8	Material unter Kruste
	S. v. Oré		36,3	Kruste in Bröckeln
			3,2	Schicht unter Kruste
	Osouni		35,4	Schneckenhorizont
	O. v. Oskoi	3	49,4	unterer Schneckenhorizont
		8-9	24,2	oberer Schneckenhorizont
			90,2	Kruste um pflanzl. Material
	E. Tabiriou S. der Piste	3,5	36,8	Schneckenhorizont
	E. Tabiriou N. der Piste		35,6	Schneckenhorizont
	E. Serdé	6	87,2	Kruste
	nach Eintritt in das Becken		9,3	umgebendes Material
	E. Serdé	1,5	0,3	Basis mit Sandsteinschutt
	vor Eintritt in das Becken	3	—	hellgraue Schluffe und Tone
	O. v. Bardai	8	51,2	Kruste

Tabelle 2 (Schotteranalysen)

Nr.	Akk.	Ort	Mittelw. von je 100 Schottern: $\frac{2r_1}{L}$ 1000	$\frac{E}{L}$ 1000	$\frac{E}{l}$ 1000	s von $\frac{2r_1}{L}$	s von $\frac{E}{L}$	s von $\frac{E}{l}$	Mittelw. d. Akk.: $\frac{2r_1}{L}$	$\frac{E}{L}$	$\frac{E}{l}$	MW je 100 Sch. r_m	d. Akk.	Wahrsch. 95 %, ± in Zehntel mm: ±m für $\frac{2r_1}{L}$	±m für $\frac{E}{L}$	±m für $\frac{E}{l}$	Mittw. Akk ± m $\frac{2r_1}{L}$	Mittw. Akk ±m $\frac{E}{L}$	$\frac{2r_1}{L}$ Pr.-Nr.	t	P	$\frac{E}{L}$ Pr.-Nr.	t	P	$\frac{2r_1}{L}$ gesamte Akk. Pr.-Nr.	t	P	$\frac{E}{L}$ gesamte Akk. Pr.-Nr.	t	P
1	A	Ouanofo	141	514	690	86,2	113,9		141	514	690	1,51	1,51	24,1	31,9																
2	OT	E. Tabir., Geb.	159	442	633	84,6	152,1					1,81		23,7	42,6											1/2	4,0	<0,0002	1/2	3,5	0,0005
3	OT	E. Tabir., Münd.	200	436	617	100,5	144,9					1,88		28,1	40,6																
4	OT	Kamai	128	510	692	63,5	150,8					2,43		18,8	42,2				4/5	1,6	0,11										
5	OT	Ouanofo	145	480	670	83,1	133,3					2,01		23,3	37,7				4/6	4,3	<0,0002	4/6	2,4	0,016						
6	OT	Aderké	184	460	604	112,9	151,1					2,21	**2,06**	31,6	42,3				5/6	2,7	0,007									
7	OT	E. Tab. 3 m ü NW	207	469	654	135,8	138,9	151,4						38,0	38,9	42,4															
8	OT	E. Tab. 6 m ü NW	204	447	648	91,5	137,0	200,3						25,6	38,4	56,1															
9	OT	E. Tab. 9 m ü NW	203	479	664	121,0	143,2	158,0						33,9	40,1	44,2															
10	OT	E. Tab. 12 m ü NW	187	444	627	106,6	142,3	191,8						29,8	39,8	53,7						für E/l									
11	OT	E. Tab. 15 m ü NW	196	473	649	117,1	127,9	172,6						32,8	35,8	48,3						11/12	2,3	0,02							
12	OT	E. Tab. 19 m ü NW	254	426	593	156,8	149,0	172,0	188	461	641			43,9	41,7	48,2	8,9	12,0	11/12	3,0	0,0027	11/12	2,4	0,016	2-12/					
13	MT	E. Serdé, Geb.	252	501	691	109,7	137,7					3,07		30,7	38,6										13-18	3,4	0,0007			
14	MT	E. Serdé, Münd.	248	481	655	108,7	145,3					2,69		30,4	40,7																
15	MT	Ouanofo	182	465	647	94,1	159,2					2,00		26,3	44,6																
16	MT	Aderké	195	428	591	110,7	169,7					2,32		31,0	47,5																
17	MT	Oskoi, ob. Hor.	199	439	601	92,8	150,4					1,96	2,41	25,9	42,1																
18	MT	Oskoi, unt. Hor.	165	461	637	78,2	131,0		207	462	637			21,9	36,7		11,2	16,9	17/18	2,8	0,005	17/18	1,3	0,2	13-18/					
19	NT	E. Serdé, Geb.	201	469	626	66,8	145,6					2,39		18,7	40,8										19-22	2,4	0,016			
20	NT	E. Serdé, Münd.	246	491	665	132,4	146,7					3,01		37,1	41,1																
21	NT	W. von Kamai	221	408	566	129,3	144,2					2,40		36,2	40,4																
22	NT	Aderké	229	444	606	137,4	113,7		224	453	616	2,36	2,54	38,5	31,8		16,7	19,1							19-22/					
23	HW	E. Tabir., Geb.	256	467	656	115,5	147,9					3,14		32,3	41,4										23-28	3,4	0,0007			
24	HW	E. Tabir., Münd.	258	464	648	128,0	122,7					3,03		35,8	34,4																
25	HW	Kamai	178	430	593	117,1	139,6					1,91		32,8	39,1																
26	HW	Ouanofo	168	496	673	96,2	138,2					2,23		26,9	38,7							25/26	3,4	0,0007							
27	HW	Aderké	201	424	594	98,3	139,6					2,16		27,5	39,1				26/27	2,4	0,016	26/27	3,8	<0,0002							
28	HW	Oskoi	190	492	695	99,4	149,1		209	462	643	2,04	2,42	27,8	41,7		12,3	15,8				27/28	3,4	0,0007							

Geb. = am oder vor Eintritt in das Becken von Bardai

Münd. = kurz vor der Mündung in den E. Zoumri

s = Standardabweichung

±m = Breite des Streuungsbandes vom Mittelwert aus (Erläuterungen im Text)

Akk. = Akkumulation

P = Wahrscheinlichkeit (bestimmt nach der unteren Tafel auf S. 100, H. J. BELITZ, 1960)

t = Werte des t-Verfahrens

$\frac{2r_1}{L}$ = Zurundung

$\frac{E}{L}$; $\frac{E}{l}$ = Formindizes

r_m = kleinste Krümmung überhaupt

r_1 = kleinste Krümmung in der Ebene L/l

L = Länge des Schotters

l = Breite des Schotters

E = Dicke des Schotters

Mw = Mittelwert

Pr = Probe

Sch = Schotter

Tabelle 3 (Prozentanteile der eckigen Quarzkörner für die Akk. insgesamt, vgl. Figur 16)

Akk.	Fraktion 0,125				Fraktion 0,25				Fraktion 0,5			
	n	%	t	P	n	%	t	P	n	%	t	P
A	121	49,6	A/OT 2,4	0,016	91	69,2	A/OT 4,3	<0,0002	75	60,0	A/OT 2,4	0,016
49	27	24,3			40	22,5			44	11,4		
OT	102	34,3	OT/MT —	—	119	41,2	OT/MT 5,8	<0,0002	89	41,6	OT/MT 7,3	<0,0002
MT	3559	34,6	MT/MTo 11,9	<0,0002	3011	14,5	MT/MTo 2,6	0,01	2933	4,6	MT/MTo 4,6	<0,0002
MTo	2010	17,9	MTo/rE 10,9	<0,0002	1753	11,0	MTo/rE 11,0	<0,0002	1655	7,3	MTo/rE 9,2	<0,0002
rE	1763	33,1			1887	25,3			1596	18,4		
Ba	227	22,5			155	5,2			200	1,5		

Tabelle 4 (Prozentanteile der eckigen Quarzkörner für MW, vgl. Figur 28)

Tiefe in cm	Fraktion 0,125				Fraktion 0,25				Fraktion 0,5			
	n	%	t	P	n	%	t	P	n	%	t	P
0	196	20	0/80 7,5	<0,0002	206	14,1	0/80 7,8	<0,0002	189	6,9	0/80 11,1	<0,0002
10	183	21,9			198	12,6			194	7,7		
20	196	24,0			205	15,6			161	8,7		
30	165	27,3			203	19,2			182	8,2		
40	170	28,8	40/50 1,4	0,16	165	16,4	40/50 3,4	0,0007	72	2,8	40/50 4,9	<0,0002
50	216	35,2			206	31,1			171	21,1		
60	217	45,1			233	35,6			195	27,7		
70	212	41,5			236	36,9			212	33,0		
80	208	53,9			235	46,0			220	49,5		

Akk. = Akkumulation

P = Wahrscheinlichkeit (nach der t-Tafel auf S. 100 bei H. J. BELITZ, 1960)

t = t-Werte (berechnet nach den Formeln in den Erläuterungen zu Figur 16)

n = Umfang der jeweiligen Ereignisreihe (Anzahl der ausgezählten eckigen, kantengerundeten und runden Quarzkörner)

% = Prozentanteil der eckigen Körner an allen ausgezählten Körnern der Fraktion

Tabelle 5 (Molluskenarten) [7]

Bezeichnung in der Karte	a	b	c	d	e	f	g	h		
Ausgezählte Anzahl	64	73	32	135	86	70	30	53		
Wasserformen %										
Galba truncatula	5			1	5				P	k
Hydrobia peraudieri	31	1		98	87			74	N	b, t
Melanoides tuberculata								10	AO	b, t
Bulinus truncatus	12	45	94		5	31	33	4	A	
Lymnaea natalensis	5	39	6			10	17	4	A	
Gyraulus costulatus	5	3				31	33		A	k, m, p
Segmentorbis angustus	5								A	
Anisus dallonii	27	1		1	1	12			A	k, m, p
Biomphalaria pfeifferi		11				6	17	6	A	k, m, p
Armiger christa	4					10			A	k, m, p
Landformen %										
Vertigo antivertigo	5								P	u, hy
Succinea elegans	1				2				P	hy
Zootecus insularis								2	AO	xe
Wasserformen	94	100	100	100	98	100	100	98		
Landformen	6				2			2		
P	11			1	7					
N	31	1		98	87			74		
AO								12		
A	58	99	100	1	6	100	100	14		

Durchschnitt aller Proben: 98,7 % Wasser und 1,3 % Landformen

P = Paläarktisch (holarkt)
N = Nordafrikanisch (mediterran-nordafr. Subregion der Paläarktis)
AO = Afrikanisch-Orientalisch (Tropen Afrikas und Südasiens)
A = Afrikanisch-Äthiopisch (Tropen Afrikas)
k = zumeist in kleinen Seen
m = meist in mittleren und größeren Seen
u = meist in der Uferzone von Gewässern
b = vertragen Salzwasser (Brackwasser)
t = vertragen heiße Wasser (oft an Thermen)
p = in pflanzenreicher Umgebung
xe = xerotherm, hy = hydrophil

Probenbezeichnungen:

a = E. Tabiriou, N. der Piste
b = E. Tabiriou, S. der Piste
c = Oskoi, unterer Horizont
d = Oskoi, oberer Horizont
e = Osouni
f, g = Ouanofo
h = Mischprobe Osouni/E. Tabiriou

7 Verbreitung und Ökologie nach einer Tabelle von K. KAISER.

LEGENDE
ZU DEN FIGUREN UND PROFILEN

----	Diskordanz	F	Flugsand
v v v v	Wurzelröhren	S	Schneckengehäuse
c c c c c	Bimssteine	Sa	Sandschwemmebene
▽ ▽ ▽ ▽	Hangschutt	NW	Niedrigwasserbett
△ △ △ △	Einsedimentierter Schutt	MW	Mittelwasserbett
▼ ▼ ▼ ▼	Kruste	HW	Hochwasserbett
	Tone	NT	Niederterrasse
	Tone und Schluffe	MT	Mittelterrasse
	Sande	OT	Oberterrasse
	Kiese	Kr.	Kruste
	Schotter	ka.ru.	kantengerundet
	Basalt	Quar.	Quarzkörner
	Tuffe	Frakt.	Fraktion
x x x x	Aschen	Ba.	Bardalsandstein
	Ignimbrite	rE	Akk. im rezenten Enneri
	Sandstein	MTo	obere Schichten der MT-Akk.
		A	Akk. an der Basis der Aschen u. Tuffe

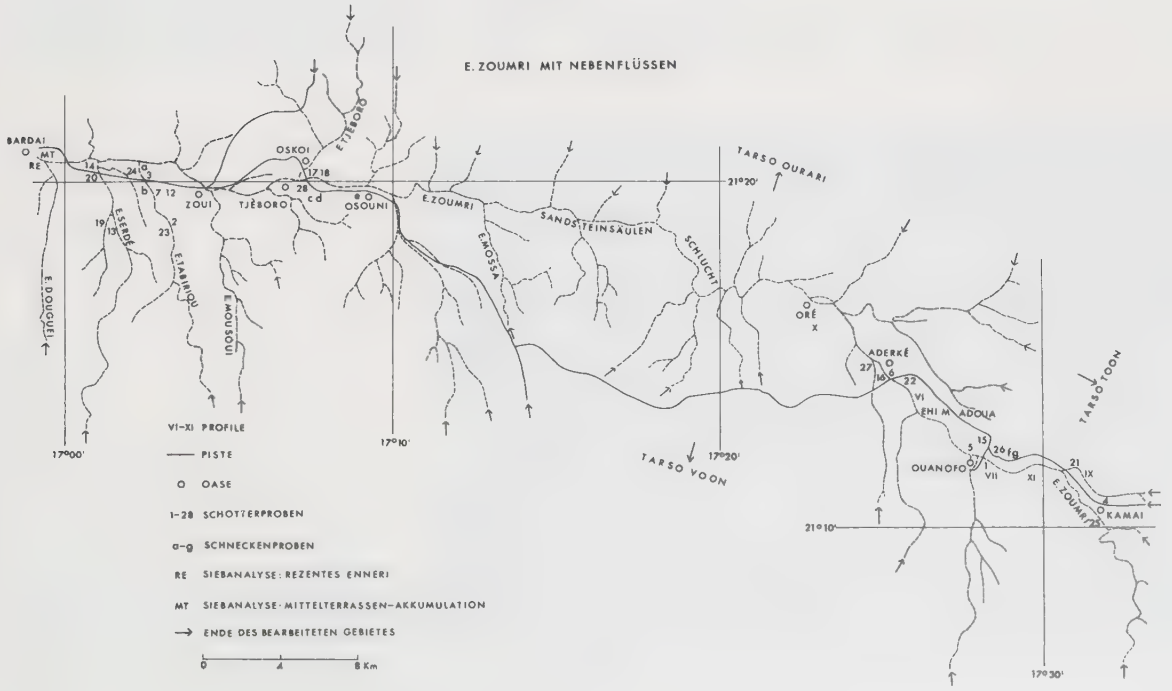


Bild 1: MT-Akk. an einem Nebenfluß des E. Serdé vor seiner Einmündung in das Becken von Bardai; helles, horizontal geschichtetes Feinmaterial, diskordant überlagert von Sanden, Kiesen und Schottern; Aufschlußhöhe: 12 m. Sämtliche Aufnahmen: Verfasser

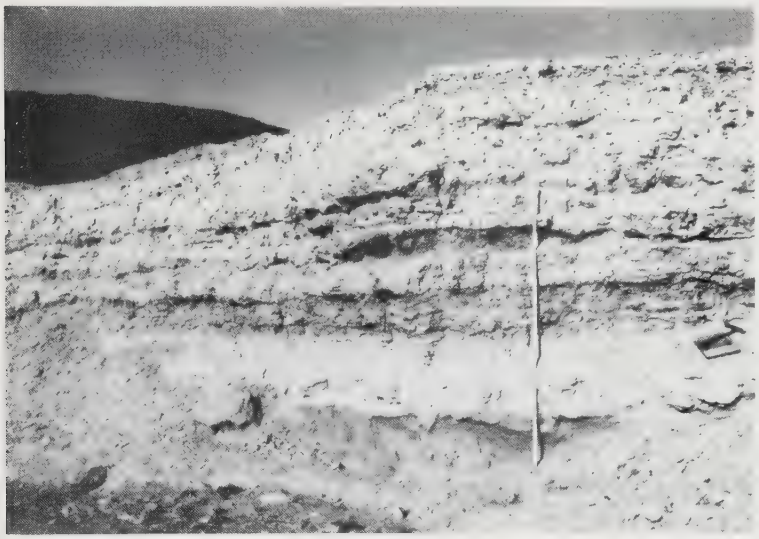


Bild 2: MT-Akk. bei Osouni; rötliche Lage an der Basis mit Hangschutt vom Sandstein, Feinmaterial mit einem Schneckenhorizont von 1,5 m bis 2 m und einer auflagernden Kalkkruste; dunkle Horizonte bei 1 m mit organischem Material (in allen Bildern: Zollstock: 2 m; Geologenhammer: 28 cm).

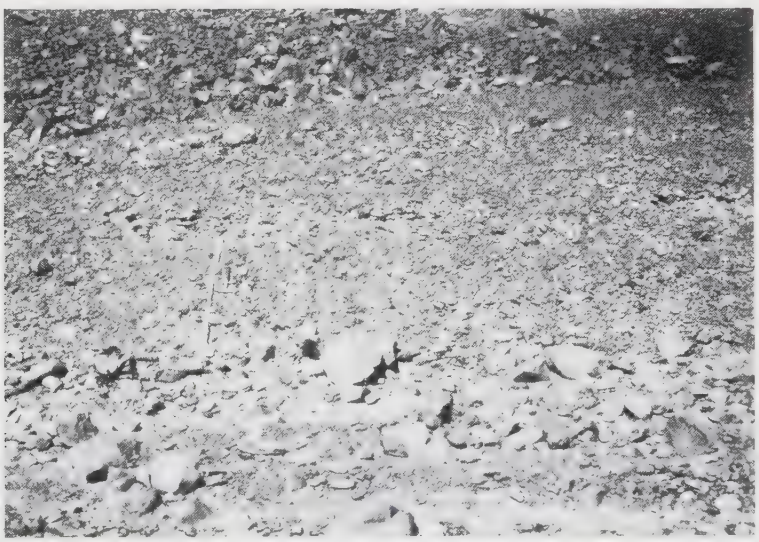


Bild 3: NT-Akk. am E. Tjèboro oberhalb von Oskoi; Schotter mit einzelnen Lagen besonders großer Gerölle; HW im Vordergrund; Aufschlußhöhe: 4 m bis 5 m.

Bild 4: OT-Akk. am E. Tabiriou südlich der Autopiste; kreuzgeschichtete Sande, Kiese und Schotter mit einer Decke aus groben Schottern; helle Bänke des erodierten Sandsteins.

Bild 5: Diskordante Anlagerung der MT- an die OT-Akk. vor der Einmündung des E. Serdé in das Becken von Bardai; starke Ausräumung der hellen, feingeschichteten MT-Sedimente über den groben Geröllen der OT-Akk.

Bild 6: Gleicher Aufschluß wie Bild 5; Einlagerung grober OT-Schotter an der Basis der MT-Akk.; nach ihrer Sedimentation Überschüttung mit OT-Geröllen vom Hang.

Bild 7: Diskordanz zwischen MT- und OT-Akk. im Norden von Oré an einem kleinen nördlichen Zubringer des E. Zoumri.

Bild 8: Gleicher Aufschluß wie Bild 7; an der Diskordanz eingelagerter Basaltschutt und Gerölle der OT-Akk.

Bild 9: MT-Akk. mit Kalkkruste und abschließender Sand-, Kies- und Schotterlage nordöstlich von Ouanofo; im Hintergrund links das obere OT-Niveau mit Grabhügel (vgl. Profil VII).

Bild 10: Der hellen MT-Akk. im Hintergrund vorgelagerte NT-Akk. von ungefähr 3 m Mächtigkeit; kurz nach dem Eintritt des E. Serdé (Bildmitte) in das Becken von Bardai.

Bild 11: Aufschluß östlich von Ouanofo am E. Zoumri; Blick talabwärts; Anlagerung des Hochwasserbetts an den NT-Körper (vgl. die Aufsicht auf die NT-Akk. in Bild 26).

Bild 12: Gleicher Aufschluß wie Bild 11; Anlagerung der feingeschichteten HW-Sedimente an die groben NT-Schotter.

Bild 13: Aufschluß an einem Nebenfluß des Zoumri vor dem Steilanstieg zum Tarso Toon; zwei Grobschotterakkumulationen von 3 m bis 4 m (linke Bildmitte) und 6 m bis 7 m (rechter Bildrand); im Vordergrund HW.

Bild 14: Blick vom Tarso Toon nach Westen; scharf eingekerbte Täler ohne Terrassenakkumulationen und mit Basaltstufen im Flußbett; Vorstehen harter Basaltbänke an den Hängen.

Bild 15: 18. 7. 1968; 13.25 Uhr bis 14.30 Uhr: 6,5 mm Niederschlag; östlich der Station; Ablaufen des Wassers von der Sandschwemmebene durch die Sandsteinengpässe über HW in den Zoumri.

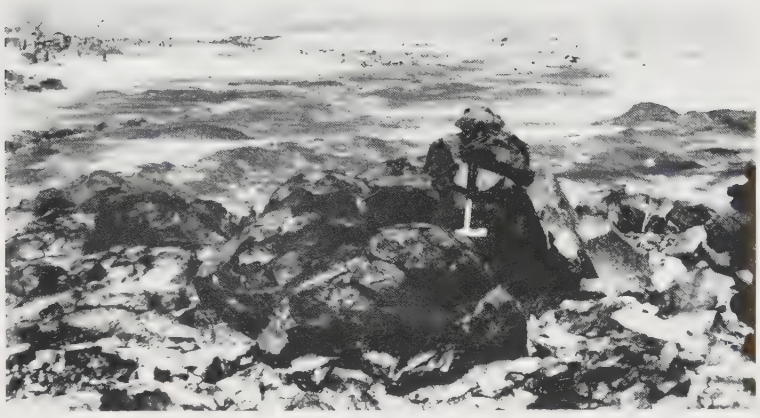


Bild 16: Blick vom Südrand des Beckens von Bardai nach Nordwesten auf den E. Douguéi und den E. Zoumri; Vorgreifen der rezenten Sandschwemmebenen von Osten und Westen in die mit OT-Schottern bedeckten, höher gelegenen Felsflächen am E. Douguéi.

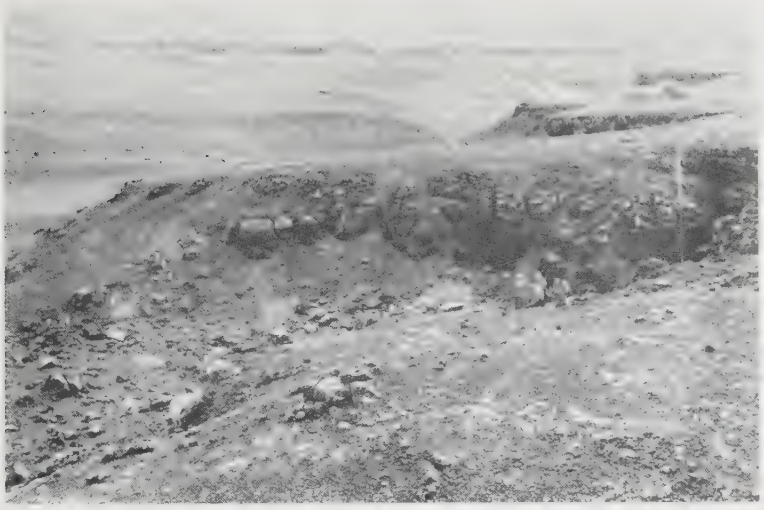


Bild 17: Fossile Pedimente vor der Basaltstufe südöstlich von Ouanofo; Blick nach Osten; Ausräumung der Schwächezone zwischen Basalt und unterlagernden Tuffen (Bildmitte) durch scharf eingekerbte, rezente Tälchen.

Bild 18: Südliches Zoumriufer östlich von Ouanofo; Blick nach Westen; in Höhe der die Tuffe diskordant überlagernden OT-Akk. (rechte Bildmitte) auslaufende fossile Pedimente (vgl. Profil XI).

Bild 19: Fossile Pedimente am Rande der Nord-Süd verlaufenden Ignimbritstufe südöstlich von Oré (vgl. Profil X).

Bild 20: Gleicher Aufschluß wie Bild 19; aus dem Schuttkörper des fossilen Pediments herausragende Kalkplatten (vgl. Tabelle 1).

Bild 21: Aufschluß im Südwesten von Oré; möglicherweise als Pedimentreste anzusprechende Fläche oberhalb der OT-Akk., nahe am Stufenrand.

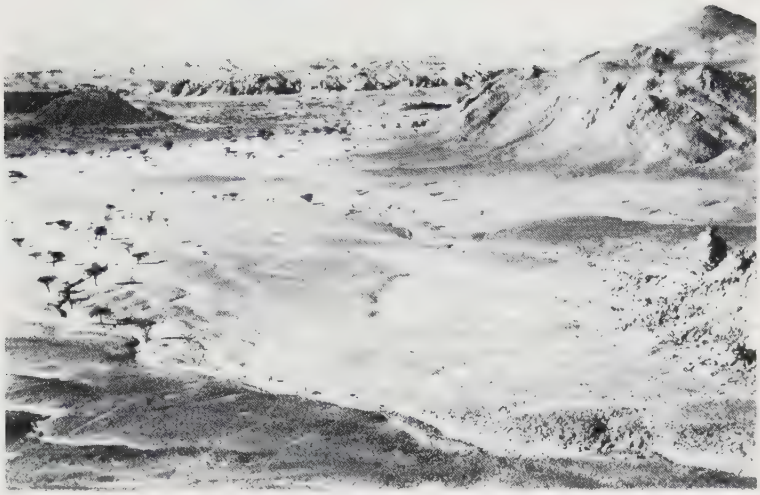


Bild 22: Südlicher Rand der Sandschwemmebene östlich von Zoui; Blick nach Südwesten; weit in die Sandschwemmebene hinauslaufende, fossile Schuttfächer.

Bild 23: Kalkkruste der MT-Akk. nordöstlich von Ouanofo mit hellem Schneckenhorizont darunter; das Alter der Kruste: 7380±110 Jahre (Bestimmung durch das 14-C-Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover).

Bild 24: Abkommen des Zoumri am Abend des 7. 6. 1968; der 20 cm hohen Welle vorauseilende Wasserzungen.

Bild 25: E. Tabiriou nach seinem Eintritt in das Becken von Bardai; Blick nach Südwesten; verschiedene Niveaus der OT-Akk. mit dem höchsten Niveau noch unter dem schwarzen Basaltstrom im Hintergrund (Lage des Basaltstromes zwischen den Sandsteinbergen und dem oberen OT-Niveau).

Bild 26: E. Zoumri östlich von Ouanofo; Blick nach Südwesten; verschiedene Niveaus der OT-Akk. am südlichen Zoumrirand; in der Bildmitte: Niedrigwasserrinne mit stromlinienförmig gestaltetem NT-Körper dahinter (vgl. Bilder 11 und 12).

VERZEICHNIS

der bisher erschienenen Aufsätze (A), Mitteilungen (M) und Monographien (Mo)
aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

BÖTTCHER, U. (1969): Die Akkumulationsterrassen im Ober- und Mittellauf des Enneri Misky (Südtibesti). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 7—21, 5 Abb., 9 Fig., 1 Karte. Berlin. (A)

ERGENZINGER, P. (1966): Road Log Bardai — Trou au Natron (Tibesti). In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 89—94. Tripoli. (A)

ERGENZINGER, P. (1967): Die natürlichen Landschaften des Tschadbeckens. Informationen aus Kultur und Wirtschaft. Deutsch-tschadische Gesellschaft (KW) 8/67. Bonn. (A)

ERGENZINGER, P. (1968): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Bd. 12, S. 98—104. Berlin. (A)

ERGENZINGER, P. (1968): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron/Tibestigebirge. Die Erde, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Jg. 99, S. 176—183. (A)

ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967, S. 412—427. Wiesbaden. (A)

ERGENZINGER, P. (1969): Die Siedlungen des mittleren Fezzan (Libyen). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 59—82, Tab., Fig., Karten, Berlin. (A)

GABRIEL, B. (1970): Bauelemente präislamischer Gräbertypen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Ostsahara). Acta Praehistorica et Archaeologica, Bd. 1, S. 1—27, 31 Fig., Berlin. (A)

GAVRILOVIC, D. (1969): Inondations de l'ouadi de Bardagé en 1968. Bulletin de la Société Serbe de Géographie, T. XLIX, No. 2, p. 21—37, Belgrad. (A)

GAVRILOVIC, D. (1969): Klima-Tabellen für das Tibesti-Gebirge. Niederschlagsmenge und Lufttemperatur. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 47—48. Berlin. (M)

GAVRILOVIC, D. (1970): Die Überschwemmungen im Wadi Bardagué im Jahr 1968 (Tibesti, Rép. du Tchad). Ztschr. f. Geomorphologie, N. F., Band 14, Heft 2, S. 202—218, 1 Fig., 8 Abb., 5 Tabellen, Stuttgart. (A)

HAGEDORN, H. (1965): Forschungen des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin im Tibesti-Gebirge. Die Erde, Jg. 96, Heft 1, S. 47—48, Berlin. (M)

HAGEDORN, H. (1966): Landforms of the Tibesti Region. In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 53—58, Tripoli. (A)

HAGEDORN, H. (1966): The Tibu People of the Tibesti Mountains. In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 59—64, Tripoli. (A)

HAGEDORN, H. (1966): Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubous im Tibesti-Gebirge. Die Erde, Jg. 97, Heft 4, S. 268—288, Berlin. (A)

HAGEDORN, H. (1967): Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 17—22, 1 Fig., 5 Abb., Berlin. (A)

HAGEDORN, H. (1967): Siedlungsgeographie des Sahara-Raums. Afrika-Spectrum, H. 3, S. 48—59, Hamburg. (A)

HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Ein Beitrag zur Gliederung der Oberflächenformen in der Wüste. Erdkunde, Bd. 22, H. 4, S. 257—269. Mit 4 Luftbildern, 3 Bildern und 5 Abb. Bonn. (A)

HAGEDORN, H. (1969): Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südost-Sahara. Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967, S. 401—411, 3 Karten, 2 Abb. Wiesbaden. (A)

HAGEDORN, H. (1970): Quartäre Aufschüttungs- und Abtragungsformen im Bardagué-Zoumri-System (Tibesti-Gebirge). Eiszeitalter und Gegenwart, Jg. 21.

HAGEDORN, H.; JÄKEL, D. (1969): Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tchad). Bull. Ass. sénég. Quatern. Ouest afr., no. 23, novembre 1969, p. 25—41, Dakar. (A)

HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, Jg. 94, Heft 2, S. 126—135, Berlin. (M)

HÖVERMANN, J. (1965): Eine geomorphologische Forschungsstation in Bardai/Tibesti-Gebirge. Zeitschr. f. Geomorph. NF, Bd. 9, S. 131, Berlin. (M)

HÖVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. Les congrés et colloques de l'Université de Liège, Vol. 40. L'évolution des versants, S. 139—156, Liège. (A)

HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 7—10, Berlin. (A)

JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 39—49, 7 Profile, 4 Abb., Berlin. (A)

JÄKEL, D. (1971): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. Berliner Geogr. Abh., Heft 10, 52 S., Berlin. (Mo)

JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche in verschiedenen Maßstäben. Kartographische Nachrichten, Jg. 19, H. 4, S. 145—151, Gütersloh. (A)

JANNSEN, G. (1969): Einige Beobachtungen zu Transport- und Abflußvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni 1966. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 41—46, 3 Fig., 3 Abb., Berlin. (A)

JANNSEN, G. (1970): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). Berliner Geogr. Abh., Heft 9, 36 S., Berlin. (Mo)

KAISER, K. (1967): Ausbildung und Erhaltung von Regentropfen-Eindrücken. In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln (Schwarzbach-Heft), Heft 13, S. 143—156, 1 Fig., 7 Abb., Köln. (A)

KAISER, K. (1970): Über Konvergenzen arider und „periglazialer" Oberflächenformung und zur Frage einer Trockengrenze solifluidaler Wirkungen am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. Abh. d. 1. Geogr. Inst. d. FU Berlin, Neue Folge, Bd. 13, S. 147—188, 15 Photos, 4 Fig., Dietrich Reimer, Berlin. (A)

LIST, F. K.; STOCK, P. (1969): Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tschad.Geol. Rundschau, Bd. 59, H. 1, S. 228—256, 10 Abb., 2 Tabellen, Stuttgart. (A)

LIST, F. K.; HELMCKE, D. (1970): Photogeologische Untersuchungen über lithologische und tektonische Kontrolle von Entwässerungssystemen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara, Tschad). Bildmessung und Luftbildwesen, Heft 5, 1970, S. 273—278, Karlsruhe.

MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D. (1968: Erste Ergebnisse einer Tibesti-Expedition 1968. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1968, S. 139—142, Zürich. (M)

MESSERLI, B. (1970): Tibesti — zentrale Sahara. Möglichkeiten und Grenzen einer Satellitenbild-Interpretation. Jahresbericht d. Geogr. Ges. von Bern, Bd. 49, Jg. 1967—69, Bern. (A)

MOLLE, H. G. (1969): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibestigebirge). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 23—31, 5 Fig., Berlin. (A)

MOLLE, H. G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). Berliner Geogr. Abh., Heft 13, Berlin. (Mo)

OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 27—37, 5 Abb., 1 Karte, Berlin. (A)

OBENAUF, K. P. (1971): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nema Yesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Berliner Geogr. Abh., Heft 12, 70 S., Berlin (Mo)

PACHUR, H. J. (1967): Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 23—25, Berlin. (A)

PACHUR, H. J. (1970): Zur Hangformung im Tibestigebirge (République du Tchad). Die Erde, Jg. 101, H. 1, S. 41—54, 5 Fig., 6 Bilder, de Gruyter, Berlin. (A)

PÖHLMANN, G. (1969): Eine Karte der Oase Bardai im Maßstab 1 : 4000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 33—36, 1 Karte, Berlin. (A)

PÖHLMANN, G. (1969): Kartenprobe Bardai 1 : 25 000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 36 bis 39, 2 Abb., 1 Karte, Berlin. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Beitrag zur Flora des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 183—202, Berlin. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Die Ustilagineen des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 203—204, Berlin. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Quezelia, eine neue Gattung aus der Sahara (Cruziferae, Brassiceae, Vellinae). Willdenowia, 4/2, S. 205—207, Berlin. (A)

STOCK, P.; PÖHLMANN, G. (1969): Ofouni 1 : 50 000. Geologisch-morphologische Luftbildinterpretation. Selbstverlag G. Pöhlmann, Berlin.

VILLINGER, H. (1967): Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 51—65, 6 Tabellen, 3 Abb., Berlin. (A)

Unveröffentlichte bzw. im Druck befindliche Arbeiten:

BÖTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge am Beispiel von Misky-Zubringern. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin.

BÖTTCHER, U.; P.-J. ERGENZINGER; S. H. JAECKEL † und K. KAISER (1971): Quartäre Seebildungen und ihre Mollusken-Inhalte im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen der zentralen Ostsahara. 57 Manuskript-Seiten, 3 Karten und 2 Profile als Text-Fig., 15 Photos auf 2 Photo-Tafeln, 2 Mollusken-Tafeln, 4 Tab.

BRIEM, E. (1971): Beobachtungen zur Talgenese im westlichen Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript.

BRUSCHEK, G. (1969): Die rezenten vulkanischen Erscheinungen in Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad, 27 S. und Abb. (Les Phénomenes volcaniques récentes à Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad). Ohne Abb. Manuskript. Berlin/Fort Lamy.

BRUSCHEK, G. (1970): Geologisch-vulkanologische Untersuchungen im Bereich des Tarso Voon im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara). Diplom-Arbeit an der FU Berlin. 189 S., zahlr. Abb., Berlin.

BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pedimentforschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge). Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin.

ERGENZINGER, P. (1971): Das Südliche Vorland des Tibesti. Beiträge zur Geomorphologie der südlichen zentralen Sahara. Habilitationsschrift an der FU. Berlin vom 28. 2. 1971. Manuskript 173 S., zahlr. Abb., Diagramme, 1 Karte (4 Blätter), Berlin.

GABRIEL, B. (1970): Die Terrassen des Enneri Direnao. Beiträge zur Geschichte eines Trockentales im Tibesti-Gebirge. Diplom-Arb. am II. Geogr. Inst. d. FU Berlin. 93 S., Berlin.

GABRIEL, B. (1971): Von der Routenaufnahme zum Gemini-Photo. — Die Tibestiforschung seit Gustav Nachtigal im Spiegel kartographischer Darstellung. Mit 5 Abb., 8 Karten und ausführlicher Bibliographie. Ca. 60 S., im Druck: Kartographischen Miniaturen Nr. 5, Kiepert KG, Berlin.

GRUNERT, J. (1970): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen. — Eine Auswertung eigener Feldarbeiten im Tibesti-Gebirge. Hausarbeit im Rahmen der 1. (wiss.) Staatsprüfung für das Amt des Studienrats. Manuskript am II. Geogr. Institut der FU Berlin (127 S., Anlage: eine Kartierung im Maßstab 1 : 25 000).

HABERLAND, W. (1970): Vorkommen von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten sowie einige Kleinformen der Verwitterung entlang eines Prfils von Misratah (an der libyschen Küste) nach Kanaya (am Nordrand des Erg de Bilma). Diplom-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript, 60 S.

HAGEDORN, H. (1969): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. Habilitationsschrift an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin. Im Druck.

HAGEDORN, H. und H. J. PACHUR (1969): Observations on Climatic Geomorphology and Quaternary Evolution of Landforms in South-Central Libya. Vortragsmanuskript, Meeting Geology on Libya, Tripoli. Im Druck.

HECKENDORFF, W. D. (1969): Witterung und Klima im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, 217 S., Berlin.

HÖVERMANN, J. (1971): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. Manuskript, Poser Festschrift 1972, im Druck.

INDERMÜHLE, D. (1969): Mikroklimatologische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arbeit am Geogr. Inst. d. Universität Bern.

JAECKEL, S. H. (1969): Mollusken aus dem Tibesti-Gebirge und dem Gebiet des ehemaligen Tschad-Sees. Arbeit im Druck.

JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche auf der Grundlage von Luftbildern und Geländestudien im Schieferbereich des Tibesti-Gebirges. Dipl.-Arbeit am Lehrstuhl f. Kartographie d. FU Berlin, Manuskript, 38 S.

KAISER, K. (1971): Beobachtungen über Fließmarken an leeseitigen Barchan-Hängen. — Kölner Geogr. Arb. (Festschrift für K. KAYSER, 11 Manuskript-Seiten, 2 Photos, Köln. Im Druck.

KAISER, K. (1971): Das Tibesti-Gebirge in der zentralen Ostsahara und seine Rahmenbereiche. Geologie und Naturlandschaft. — In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.): Afrika Bd. III, 140 Manuskript-Seiten, 1 Karte und 1 Tab. je als Falttafel, 3 Karten und 9 Profile als Text-Fig., 40 Photos auf 6 Photo-Tafeln, Autoren-, Orts- und Sachregister G. Westermann-Verlag, Braunschweig. Im Druck.

KAISER, K. (1971): Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. — Göttinger Geogr. Abh. (Festschrift für H. POSER), ca. 25 Manuskript-Seiten mit 20 Photos auf 3 Phototafeln. In Vorbereitung.

KAISER, K. (1971): Die Gonoa-Talungen im Tibesti-Gebirge der zentralen Ostsahara. Über Talformungsprozesse in einem Wüstengebirge. — Ca. 40 Manuskript-Seiten, 1 Karte als Falttafel, 14 Fig., 12 Photos, 2 Tab. In Vorbereitung.

MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D.; ZURBUCHEN, M. (1970): Emi Koussi — Tibesti. Eine topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara. Im Druck.

ROLAND, N. W. (1971): Zur Altersfrage des Sandsteines bei Bardai (Tibesti, Rép. du Tchad). 4 Abb. N. Jb. Geol. Paläont., Mh. Im Druck.

PACHUR, H. J. (1970): Zur spätpleistozänen und frühholozänen geomorphologischen Formung auf der Nordabdachung des Tibestigebirges. Im Druck.

SCHULZ, E. (1970): Bericht über pollenanalytische Untersuchungen quartärer Sedimente aus dem Tibesti-Gebirge und dessen Vorland. Manuskript am Geomorph. Labor d. FU Berlin.

STOCK, P. (1970): Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentralsahara, Tchad. Inaugural-Diss. d. math. nat. Fakultät d. FU Berlin, 89 + XII S. Im Druck. Berliner Geogr. Abh., Heft 14.

TETZLAFF, M. (1968): Messungen solarer Strahlung und Helligkeit in Berlin und in Bardai (Tibesti). Dipl.-Arbeit am Inst. f. Meteorologie d. FU Berlin.

VILLINGER, H. (1966): Der Aufriß der Landschaften im hochariden Raum. — Probleme, Methoden und Ergebnisse der Hangforschung, dargelegt aufgrund von Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geom. Lab. der Freien Universität Berlin.

Arbeiten, in denen Untersuchungen aus der Forschungsstation Bardai in größerem Umfang verwandt worden sind:

PACHUR, H. J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geographische Abhandlungen, Heft 4, 35 S., Berlin.

VERSTAPPEN, H. Th.; VAN ZUIDAM, R. A. (1970): Orbital Photography and the Geosciences — a geomorphological example from the Central Sahara. Geoforum 2, p. 33—47, 8 Fig. (A)

ZIEGERT, H. (1969): Gebel ben Ghnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturenfolge in der zentralen Sahara. Mit 34 Abb., 121 Taf. und 6 Karten, 164 S., Steiner, Wiesbaden.

Berliner Geographische Abhandlungen

Erschienen sind:

Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen.
(1964). 46 S., 7 Ktn., 10 Diagramme im Anhang
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 2: ERGENZINGER, Peter
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald)
(1965). 48 S., 62 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon.
(1966). 52 S., 27 Abb im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse.
(1966). 35 S., 37 Diagr., 2 Tab., 21 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
I Feldarbeiten 1964/65.
(1967). 65 S., 34 Abb., 1 Kte.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen
in den Ländern der russischen Kosakenheere.
(1969). 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin

Berliner Geographische Abhandlungen

Erschienen sind:

Heft 7: SCHULZ, Georg
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung
der Topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnitts.
(1969). 28 S., 6 Abb. im Text, 1 Kte. im Anhang.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
II Feldarbeiten 1965/66.
(1969), 82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Taf., 11 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 9: JANNSEN, Gert
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti).
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1970), 66 S., 12 S. Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 10: JÄKEL, Dieter
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges
(zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1971), 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tabellen, 1 Nivellement (4 Teile),
60 Profile, 3 Karten (6 Teile).
Preis: DM 20,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 11: MULLER, Konrad
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften
Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhone.
(1971) 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Figuren, zahlreiche Tabellen.
Preis: DM 25,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 12: OBENAUF, K. Peter
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko
im nordwestlichen Tibesti.
Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1971), 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten.
Im Druck.

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin